553
Г22

МЕЖДУНАРОДНЫЙ XVII ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОНГРЕСС

СЕВЕРНАЯ ЭКСКУРСИЯ

КАРЕЛЬСКАЯ АССР

ОНТИ НКТП СССР 1937

NLRK 00262666

553
С 28

МЕЖДУНАРОДНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОНГРЕСС
XVII СЕССИЯ
СССР • 1937

СЕВЕРНАЯ ЭКСКУРСИЯ

КАРЕЛЬСКАЯ АССР

ПОД РЕДАКЦИЕЙ
А. А. ПОЛКАНОВА

1078 498 кр

Цена 3 руб.

[illegible]кт
Кр[illegible]ведения

ОНТИ • НКТП • СССР ГЛАВНАЯ РЕДАКЦИЯ
ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНОЙ И ГЕОДЕЗИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
ЛЕНИНГРАД • 1937 • МОСКВА

КАССР
[illegible]

1999

ГР — 60-5-4

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

I. Вводные замечания. *А. А. Полканов* — 5
II. Карельская автономная советская социалистическая республика (Карельская АССР) *А. Волков* — 8
III. Краткий обзор дочетвертичной геологии Карелии. *Н. Г. Судовиков* — 15
IV. Геологический очерк юго-западного побережья Онежского озера. *Н. Г. Судовиков* — 26
Экскурсия в район юго-западного побережья Онежского озера — 35
V. Геологический очерк района острова Суисари. *Н. Г. Судовиков* — 37
Экскурсия в суисарский район — 44
VI. Геологический очерк полуострова Заонежье. *Н. Г. Судовиков* — 46
Экскурсия в район полуострова Заонежье — 59
VII. Геологический очерк района Чебино-Покровское. *Л. Я. Харитонов* — 60
Экскурсия в район Чебино-Покровское — 75
VIII. Глубоко метаморфизованные образования карелид центральной Карелии. *Н. Г. Судовиков* — 79
IX. Геологический очерк окрестностей Шуерецкой. *Н. Г. Судовиков* — 90
Экскурсия в районе Шуерецкой — 102
X. Геологический очерк куземо-поньгомского района. *Н. Г. Судовиков* — 105
Экскурсия в куземо-поньгомский район — 116

XI-A. Геологический очерк чупинского района. *Н. Г. Судовиков* ——— 118
XI-B. Пегматиты Чупинского фиорда *П. А. Борисов.* ——— 120
Экскурсия в чупинский пегматитовый район ——— 126

I. ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

А. А. ПОЛКАНОВ

1. Северная экскурсия XVII сессии Международного геологического конгресса ставит своей целью ознакомить с разрезом докембрия восточной части Фенноскандии и с некоторыми интрузивными образованиями палеозойской эры, с рядом полезных ископаемых, связанных с этими формациями, и, наконец, — тем государственным строительством, которое возникло в связи с организацией ряда новых предприятий горной промышленности.

2. Разрез докембрия демонстрируется главным образом в Карелии, начиная с более молодых образований в следующей последовательности (рис. 1):

a) Разрез иотния демонстрируется в карьерах Шокши (2/VII) и в Роп-Ручье (3/VII). В последнем месте осматриваются силлы диабаза и его разработка для изготовления брусчатки и пр.

b) Разрез свиты хогландия (по Седерхольму) изучается в карьерах Каменного Бора (2/VII) и суисарского вулканического комплекса в с. Ялгуба и на острове Суисари (4/VII).

c) Верхи карельских осадочных образований (Онежский отдел) будет показан в с. Шунге (5/VII), где можно видеть шунгитоносную толщу, тектонику верхних ее горизонтов и, наконец, толщи диабазов (частью интрузивных).

Одновременно с этим (5/VII) осматриваются головные сооружения Беломорско-балтийского канала имени Сталина и Пушсовхоз в районе города Повенца.

d) Стратиграфия и перерыв в отложении карельских образований, а также тектоника и интрузивная деятельность

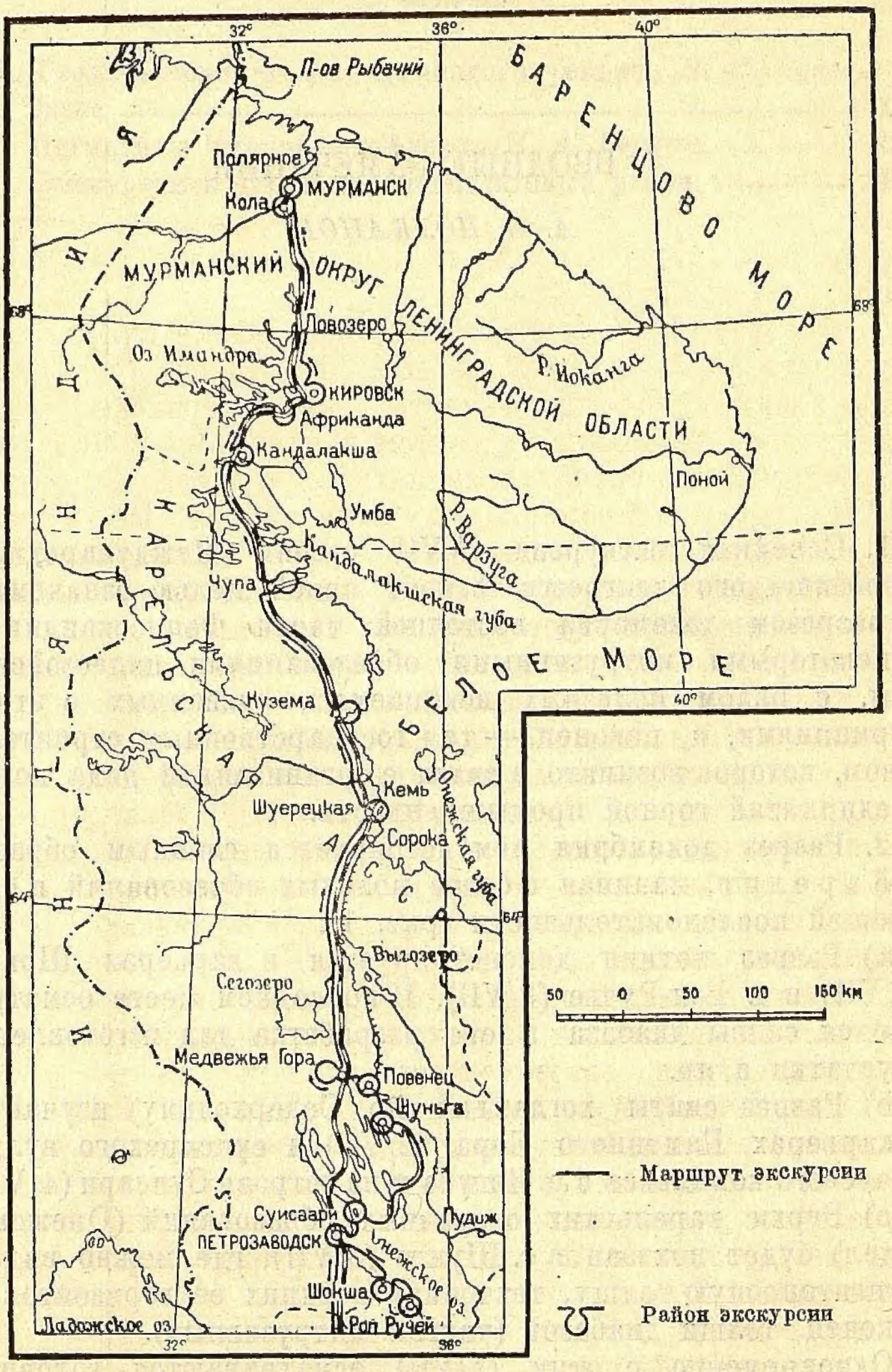

Рис. 1. Маршрут Северной экскурсии XVII Международного геологического конгресса.

карелид будут продемонстрированы в районе ст. Медвежья Гора (6/VII).

e) Наиболее глубинная зона карелид, расположенная на северо-запад от ст. Надвоицы до ст. Парандова, охарактеризована очерком Н. Г. Судовикова и не будет демонстрироваться, так как вблизи железнодорожной линии не имеется достаточно хороших объектов.

f) Образования архея (беломорская свита) будут продемонстрированы: 1) в районе дер. Шуерецкой (7/VII) гнейсовая свита гиперглиноземистых пород (свионий) фазы интрузивной деятельности (архея и протерозоя), тектоника и месторождения граната и кианита; 2) в районе ст. Кузёмы (8/VII) гнейсы и мраморы и их метаморфизм, фазы интрузивной деятельности (архея и протерозоя) и, наконец, явления палингенеза; 3) в районе Чупинского фиорда (2/VII) гнейсовая толща и месторождения пегматита.

3. На Кольском полуострове сосредоточивается главное внимание экскурсии на палеозойских (девонских и постдевонских) интрузиях щелочных пород и на связанных с ними месторождениях полезных ископаемых и строительстве.

a) В районе ст. Кандалакши (10/VII) осматриваются конгломераты палеозойского возраста (девон?) и синхронная с их образованием серия жильных субщелочных пород и карбонатитов. Попутно осматриваются архейские гнейсы беломорской свиты.

b) В районе ст. Африканда (10/VII) осматривается плутон основных и щелочных пород с приуроченными к нему месторождениями редкоземельного кнопита.

c) Наконец, в районе хибинского плутона (11/VII—15/VII) после ознакомления с карельской формацией свиты Имандра-Варзуга (окружающей с юга хибинский плутон) экскурсия изучает последовательно разрез через весь хибинский плутон, месторождения и рудники апатитовые, сфеновый и ловчорритовый.

Одновременно с этим будут осмотрены город Кировск, обогатительная фабрика, музей, ботанический сад, совхоз „Индустрия“ (ст. Апатиты) и др.

d) В конечном пункте экскурсии — в Мурманске — будут осмотрены город, его промышленные предприятия и Туломская гидроэлектрическая станция.

II. КАРЕЛЬСКАЯ АВТОНОМНАЯ СОВЕТСКАЯ СОЦИАЛИСТИЧЕСКАЯ РЕСПУБЛИКА

(Карельская АССР)

А. ВОЛКОВ

1. Республика занимает северо-западную часть СССР, площадью около 150 тыс. *км*^{2}, т. е. несколько превосходит территорию Чехо-Словакии.

Западная часть Карелии граничит с Финляндией; на севере КАССР частично занимает территорию Кольского полуострова (район Кандалакши), соприкасаясь с Мурманским округом Ленобласти и достигая 67°40′ с. ш.; на юге (60°40′) Карелия соприкасается с Ленинградской областью, а с юго-запада омывается водами Ладожского озера.

По своему геологическому строению и рельефу Карелия сходна с Финляндией. Только на севере рельеф Карелии имеет характер средне-горной страны, достигая отдельными вершинами 600—700 *м* высоты. Остальная часть Карелии является холмистой страной с средней высотой 200—250 *м*. От западной границы рельеф постепенно снижается по направлению на восток, переходя у побережья Белого моря в болотистую низину.

На фоне этой общей поверхности выделяются отдельные возвышенные гряды и пространства с мелко расчлененным рельефом.

Морское побережье Карелии, исключая Кандалакшский залив, является отлогим (местами берега скалисты) и изобилует многочисленными островами (шхеры).

Для гидрографической сети типично изобилие озерами,

исчисляющимися тысячами и занимающими около 12—13% всей территории. Наиболее крупное — Онежское — озеро имеет площадь около 9890 *км*^{2}.

Реки Карелии чаще имеют большой уклон и при относительной молодости их возраста обладают участками порожистого течения с многочисленными водопадами, перемежающимися с тихими плесами или даже с проточными озерами.

Климат Карелии относится к типу северной подзоны бореальной зоны или к климату лесов и снега (по классификации Кеппена).

В западной части Карелии сказывается смягчающее влияние Атлантического океана, в северовосточной же части заметно холодное влияние Белого и Арктического морей. Вследствие этого наблюдается резкое различие средней температуры — 0,4° в Кандалакше и + 3,5° у Свирицы (на юге), а средняя безморозность соответственно 90 и 120 дней в год.

Среднее количество выпадающих осадков 350—400 *мм* на севере и 500—550 *мм* в южной части Карелии. Минимум осадков в феврале и максимум — в июле и августе.

Карелия расположена целиком в таежной зоне. Около 96% ее площади покрыто лесами, обычно хвойными и лиственными, на юге с примесью липы, клена и ильма. На востоке появляется лиственница (восточная флора).

В Карелии проходит граница северного распространения плодовых деревьев.

Большие заболоченные пространства обладают огромными залежами торфа.

Белое море, озера и реки Карелии изобилуют рыбой и зверем, являющимися объектом промысла. В лесах много лосей, медведей, волков, песцов, куниц, лисиц, белок и боровой и водоплавной птицы, также являющихся объектом промысловой охоты.

2. Исторически Карелия веками была глухой окраиной. Пустынные озера, реки, болота,

И лес, неведомый лучам
В тумане спрятанного солнца,
Кругом шумел. . . .

(*А. Пушкин*).

Немногочисленные — карелы и чудь — наиболее давнее население края.

В Заонежскую часть Карелии славяне пробирались системой озер и рек. В XII веке здесь появились новгородцы, потомки которых — поморы — и доселе широко известны. В те же времена здесь основываются первые монастыри, колонизационная деятельность которых становится особенно интенсивной несколько позже.

Движение славян вглубь финских народов стимулировала торговля Новгорода мехами. Выдающееся положение этого города в торговле с Европой основано на доставке туда именно этих богатств лесного края. В период расцвета Новгорода к нему тянулись обширные территории, в частности Обонежская пятина, занимавшая огромную площадь между оз. Нево-Ладожским, р. Онегой и Мурманским берегом. С падением Новгорода торговля оставила реки и озера бассейна Балтийского моря, из-за которого столь долго и упорно велась борьба русских и шведов, и перешла на более далекий путь через Архангельск.

В XVII веке край попрежнему остается глухим и заброшенным. Новые события происходят здесь в связи с деятельностью царя Петра I. Осенью 1702 г. царь с войсками и двумя фрегатами от монастырской деревни Нюхчи (на Белом море) двинулся на Повенец по лесам, озерам и рекам Карелии. В Повенце фрегаты были спущены на Онего и прибыли на Неву к театру военных действий. В 1703 г. закладывается новая столица Санкт-Петербург и с этого же года новый край начинает соединяться каналами с Волгой. В 1703 г. при Онежском озере организуется Петровский оружейный завод, будущая столица КарССР — Петрозаводск. Позже долгие годы идут многочисленные реформы административного устройства края; однако, безлюдье и бездорожье остаются прежними и край получает меткое название „подстоличной Сибири“.

Мурманская дорога прошла через территорию края только в 1916 г. Основные богатства оставались неиспользованными. Нищее, дичавшее в лесах население пробавлялось охотой, рыболовством и сельским хозяйством потребительского типа на малых площадях. Несмотря на редкость населения в крае наблюдалось крупное отходничество.

Карелы, финны и другие народности угнетались и усиленно руссифицировались.

Глухие, удаленные от сторонних влияний углы Карелии могли накопить и сделаться лучшими хранителями древнего народного эпоса. Исследователями обнаружено множество былин, стихов и обрядных песен, сохраненных карельскими и русскими сказителями. Здесь у карельских стариков до сих пор существует обычай распевать Калевалу.

Некоторые из них (Рябинин-сын) знают до 80 тыс. стихов. Памятники героического духа народа, живые во всем своем величии в устах здешнего населения, теперь тщательно собираются и записываются карельскими и другими научно-исследовательскими организациями страны.

Советская Карелия родилась в боях гражданской войны, которая велась против белых и интервентов, стремившихся проникнуть с севера в Ленинград для свержения советской власти. Кончив тяжелую борьбу полной победой в 1921 г., народные массы Карелии закрепили за страной право на строительство социализма и на национальное развитие.

Уже в 1925 г. восстанавливая свое хозяйство, Карелия успела довести уровень лесозаготовок до довоенных пределов, а в 1928 г. больше чем в два раза превысила их. Тогда же реконструирован металлургический завод в Петрозаводске. В 1924 г. строятся электростанция и бумажный комбинат в Кондопоге, достраивается Мурманская — теперь Кировская — железная дорога.

3. Резкое изменение всей структуры хозяйства республики принесло окончание строительства 227 *км* Беломорско-Балтийского канала имени Сталина, полная реконструкция Кировской жел. дороги, устройство ряда автодорог и регулярного движения по части их, усиление механизации лесной промышленности, расширение автопарка, введение семичасового рабочего дня, ликвидация безработицы и увеличение численности индустриальных рабочих.

Наконец, не меньшую роль для развития народного хозяйства имела также и постройка гидроэлектрических станций на р. Ниве и р. Суне. Первая из них обладает мощностью 60 000 киловатт. В настоящее время ведется подготовка к строительству гидроэлектростанции Нива III мощностью 110 000 киловатт.

Центральными отраслями экономики Карелии являются лесные ресурсы. С 1928 г. экспорт леса из Карелии дал свыше 115 млн. руб. золотом.

Лесопиление Карелии с 88 тыс. $м^3$ в 1922 г. поднялось и превысило 1 млн. $м^3$ в 1935 г.

В 1932 г. построена лыжная фабрика в Петрозаводске с продукцией 125 тыс. лыж в год. Фабрика уже превысила эту мощность.

Судостроение Карелии также широко шагнуло вперед.

Бумажно-целлюлозная промышленность начата строительством в 1924 г. в Кондопоге бумажной фабрики и древесномассового завода, и в 1937 г. продукция бумаги будет доведена уже до 63 тыс. *т* в год. Кроме того, намечено строительство бумажно-целлюлозного комбината в Сегеже, сульфатно-целлюлозного завода и завода крафт-бумаги.

Стоимость продукции деревообрабатывающей, бумажно-целлюлозной и лесохимической промышленности Карелии с 1923 г. увеличилась к 1934 г. более чем в 20 раз.

Горная промышленность Карелии возникла в 1922 г. на Беломорском побережье в районе фиорда Чупы. Добывающийся в Карелии полевой шпат уже покрывает в настоящее время около 80% всей потребности Союза ССР. В той же Чупе добывается слюда для Петрозаводской слюдяной фабрики. Трест „Карелгранит“ и другие организации производят кислотоупоры для химических комбинатов и дефиберные камни для бумажной промышленности. Сверх того, в Кондопоге построен пегматитовый завод для нужд керамической промышленности, на Сегозере добывают горшечный камень и т. д.

Удобство путей сообщения и грандиозное строительство Москвы, Ленинграда и других городов и сооружений привели к огромным разработкам в Карелии строительных материалов — гранита, диабаза, кварцита, мрамора (например, разработки Роп-Ручья на Онежском озере и др.).

Кроме того, общий рост строительства Карелии пробудил в ее пределах производство строительных материалов — кирпича, фибролита, извести, расширил эксплоатацию карьеров песка, камня и гравия и т. д.

Сельское хозяйство Карелии реконструируется на основе коллективизации.

К 1 мая 1935 г. сельское хозяйство Карелии имело тысячу колхозов, объединяющих свыше 30 тыс. хозяйств.

В связи с этим происходит полный технический переворот. Вместо деревянных сох, смычковых борон, серпов дореволюционной Карелии, к услугам колхозного населения имеется 10 машинно-тракторных станций, с числом тракторов, с соответствующим парком сложных сельскохозяйственных машин и оборудования.

Созданы базы рационализации крупного животноводства, улучшены уход, кормление, породный состав скота, расширена кормовая база, введено травосеяние.

Помимо колхозов, в Карелии работает сеть совхозов, сельскохозяйственных баз, научных и научно-исследовательских учреждений.

На карельских реках и озерах, и особенно в Белом море изстари велось рыболовство и зверобойный промысел. Однако, до революции рыбацкое население побережья Белого моря (в районе Сорока — Кемь) отправлялось рыбачить на Мурман, работая на хозяина. Теперь рыбаки Карелии объединены в колхозы, технически вооружены вплоть до моторного флота и какая бы то ни была эксплоатация их в корне уничтожена. В Кандалакше создан консервный завод. Водоемы Карелии исследуются специальным рыбохозяйственным институтом и т. д. С 1926 г. добыча рыбы выросла в 8 раз.

4. В 1913 г. нынешняя столица республики, город Петрозаводск, имела 13 тыс. жителей. После Великой Октябрьской социалистической революции и в этой области произошли крупные изменения. В 1920 г. население Карелии достигло 220 тыс. Уже в 1934 г. население Карелии превышало 400 тыс. жителей, причем процент городского населения повысился до 34,8% против 16,3% в 1930 г. Это значит, что если все население за 15 лет удвоилось, то городское население почти учетверилось. Возникли новые рабочие центры; Нивастрой 9000 чел., Кандалакша вместо заброшенного рыбацкого поселка превратилась в административный районный центр с 18 тыс. жителей. Сюда же относятся Кондопога, Медвежья Гора и другие пункты. Население Петрозаводска против 1913 г. выросло в пять раз.

Увеличение численности населения обусловлено, с одной стороны, естественным приростом, а, с другой — переселением из других частей СССР.

Карелия — национальная республика: карелы, финны, вепсы составляют около 35% населения, русские — 60%. Карелы до революции жили главным образом в деревнях. Среди городского населения их количество было ничтожным. Попадая в город, они быстро теряли национальные черты вследствие усиленной руссификации. В области культуры до революции, при низком проценте грамотных в районе (около 28%), карельское население оставалось почти неграмотным. Поэтому основной задачей карельского правительства на культурном фронте было, повышая общую грамотность населения, в первую очередь усилить организацию национального просвещения. В Карелии осуществлено всеобщее начальное обучение. В настоящее время все начальные школы в основном преподают на языке соответствующей национальности, исключая Шелтозерского района, где живут вепсы, до того не имевшие своей письменности. Но и это препятствие сейчас преодолевается, и обучение вепсов переводится на их язык.

К пятнадцатилетию существования Карельской АССР в республике завершено всеобщее начальное обучение и перевод всех школ в национальных районах на родной язык. Развивается национальное искусство, центром которого делается специально построенный в Петрозаводске Дом культуры.

В 1934 г. охват средними школами детей, окончивших начальную, уже достиг 90%. В 1935 г. почти полностью ликвидирована неграмотность последних 7 тыс. населения активных возрастов, в том числе и женщин.

Наконец, в 1931 г. карельское правительство сосредоточило научно-исследовательскую работу в республике, организовав комплексный Центральный научно-исследовательский институт в Петрозаводске.

III. КРАТКИЙ ОБЗОР ДОЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ КАРЕЛИИ

Н. Г. СУДОВИКОВ

1. В истории геологического изучения Карелии можно наметить два наиболее важных периода: первый с 1900 по 1917 г., характеризуемый работами финляндских ученых (Рамсей, Эскола, Валь), второй — послереволюционный период — замечателен развитием геолого-съемочных работ советских геологов, в результате которых сделана съемка всей территории Карелии в масштабе 1 : 1 000 000, а часть в масштабе 1 : 400 000 и более детальном.

Обзоры и сводки результатов работ за это время давались В. М. Тимофеевым, последние работы которого (*26*, *27*) охватывают, главным образом, материалы исследований, произведенных до 1934 г.

В настоящем очерке дается краткий обзор результатов исследований архея и протерозоя Карелии по 1935 г. (см. геологическую карту Карелии, рис. 2).

Архейские образования

2. На территории Карелии архейские образования более широко распространены, чем протерозойские; в северной и центральной части Карелии они являются преобладающими и разделяются нами на две группы. Это подразделение совпадает частью с разделением архейских интрузивных образований в соседней Финляндии (Seder-

holm, *34, 35*). Хотя скандинавские геологи в настоящее время производят пересмотр стратиграфии архея Скандинавии и предлагают для него новое подразделение, в настоящем путеводителе мы сохраняем наименования свионийский и постсвионийский для более древних образований архея Карелии и постботнийский — для более молодых интрузивных образований (или II группы интрузий).

Свионийские образования представлены толщей гнейсов и основными и кислыми интрузиями.

Комплекс свионийских гнейсов распространен в области, прилегающей к Белому морю. В северной Карелии гнейсы этого комплекса, инъицированные более молодыми гранитами, распространены к западу от Белого моря до границы с Финляндией. Замечательной чертой этого комплекса является присутствие в нем дистеновых, гранатовых и ставролитовых гнейсов, указывающих на глинозе мистый характер первоначальных осадков, а также мраморов и параамфиболитов, представляющих известковые члены серии. Но в этом комплексе не меньшую роль играют биотитовые гнейсы.

Особенно большое развитие биотитовые гнейсы получают в чупинском районе. Пород, подстилающих этот комплекс гнейсов, в настоящее время не найдено.

Отношение комплекса гнейсов к более молодым породам устанавливается только на основании эруптивных контактов. В беломорской полосе гнейсы прорваны интрузиями основных и кислых пород постсвионийской эпохи диастрофизма и мигматизированы пегматитами и аплитами, связанными как с древними гранодиоритами, так и с молодыми архейскими гранитами.

3. Основные породы постсвионийской эпохи диастрофизма не имеют широкого распространения и встречаются только в виде реликтов, метаморфизованных в последующие эпохи. Такие реликты в большом количестве встречаются на площади широкого развития постсвионийских гранитов и гранодиоритов в западной Карелии, а также среди гнейсовой толщи в беломорском районе. Вероятно, значительная часть амфиболитов Кандалакшского района принадлежит этим интрузиям (см. Путеводитель, очерк XIV).

О форме этих интрузий и об отношении их к тектоническим движениям в настоящее время судить не представляется возможным. Вероятно, по аналогии с соответствующими образованиями Кольского полуострова, они являются синорогенными интрузиями (А. А. Полканов, *8*, *9*, *10*), или же были интрудированы и до процессов складкообразования.

4. К комплексу постсвионийских интрузий относятся также гиперстеновые диориты, имеющие очень незначительное распространение (см. Путеводитель, очерк X). Возможно, что так же, как и на Кольском полуострове (*33*, стр. 479), они являются промежуточными образованиями в последовательном ряде от габбро-амфиболитов до олигоклазовых гранитов.

5. Кислые интрузии древнейшей эпохи диастрофизма представлены гранодиоритами (олигоклазовыми гранитами I группы), распространенными преимущественно в западной Карелии, где они слагают большие площади и переходят в Финляндию. Здесь они на многих площадях метаморфизованы и мигматизированы интрузиями более молодых архейских гранитов. Обнажение их на обширных площадях в западной Карелии, при одновременном присутствии покрывающих их протерозойских образований, естественно вызывает предположение о большой глубине эрозии до начала отложения протерозойских образований. С другой стороны, в беломорской полосе при широком распространении гнейсов, вмещающих интрузии этих гранодиоритов, и при малых размерах интрузий вероятным представляется меньшая, в сравнении с западной Карелией, эрозия свионийского комплекса, не успевшая обнажить большие и глубокие сечения этих интрузий.

Постсвионийские гранодиориты имеют довольно постоянный состав и редко переходят в граниты. В то же время они являются весьма активными и дают большие зоны мигматитов, в образовании которых большую роль играют связанные с гранодиоритами пегматиты и аплиты.

Форма развития мигматитовых зон и конкордантность интрузий указывают на их синкинематичность со складчатостью. С этими интрузиями, вероятно, совпадает по времени и региональный метаморфизм комплекса гнейсов.

1078498 кр
публичная биб

6. Супракрустальные образования ботния в Карелии еще не обнаружены, но возможно, что к ним относятся некоторые основные и ультраосновные породы районов Сегозера и Чалки.

7. Вторая эпоха интрузий начинается габбро-перидотитами, наиболее часто встречающимися в широкой полосе Беломорья, от ст. Сороки до ст. Кандалакши и севернее. Преобладающими здесь являются габбро-нориты с характерной друзитовой структурой (см. Путеводитель, очерки IX, X и XIV).

Часть интрузий является секущими дайками и дискордантными телами неправильной формы; другая же часть представлена конкордантными интрузиями овальной или линзообразной формы, напоминающими в некоторых случаях лакколиты. Породы этой группы прорывают гнейсовую толщу, ранее мигматизированную древнейшими гранодиоритами и их дериватами. Пегматитовые и аплитовые жилы, связанные с молодыми архейскими гранитами, секут габбро-нориты, которые, при воздействии этих гранитов, изменяются в амфиболиты. Последние образуют оболочку, предохраняющую внутренние части интрузий от изменений. Особенно мощные зоны амфиболитов образуются в контактах больших, промышленно ценных, пегматитовых тел чупинского района (*2*), возраст которых в настоящее время точно еще не определен.

8. Постботнийские граниты на территории Карелии имеют менее широкое распространение, чем постсвионийские гранодиориты. Сюда принадлежат граниты Реболь-ского района, где некоторые интрузии располагаются на границе с Финляндией (Вилькман, *38*, Н. Г. Судовиков, *13*).

Значительные площади постботнийского гранита выделены в Ухтинском районе; детальными съемками установлен также ряд интрузий в северной Карелии (кандалакш-ский и ковдозерский районы и окрестности ст. Полярный Круг).

Большая площадь гранитов, находящаяся к востоку от Онежского озера, отнесена к постботнийскому возрасту исключительно по петрографической аналогии (Н. Г. Судовиков *13*, стр. 39—40).

В общем, несомненно, в Карелии постботнийские граниты

имеют значительно меньшее распространение, чем в Финляндии (сравнить, например, Седерхольм, *34*). Характерным признаком этих гранитов является обилие в них микроклина. Наряду с нормальными гранитами в этой группе развиты также гранодиориты, интрузии которых предшествовали микроклиновым гранитам. Таковы гранодиориты ребольского района и восточного берега Онежского озера.

На беломорском побережьи интрузии гранитов этой группы дают относительно небольших размеров массивы и очень мощные зоны мигматитов (*9*); это является другим показателем малой эрозии архейских образований беломорского побережья, по сравнению с западной Карелией, где массивы этих гранитов достигают очень больших размеров.

Интрузии этих гранитов имеют, обычно, конкордантные формы и окружены мощными зонами мигматитов. Образование мощных зон мигматитов стоит, видимо, в связи с большим распространением пегматитов, связанных с этими гранитами. В западной Карелии связанные с этими гранитами пегматиты не дают крупных жильных тел или штоков, а, обычно, образуют мелкие рассеянные жилы. В Беломорье же, возможно, что к этим гранитам относятся некоторые промышленные пегматитовые тела. Проблема связи этих пегматитов с определенными по возрасту гранитами еще не решена несмотря на то, что для ряда жил Государственным радиевым институтом уже определен абсолютный возраст, близкий к 1,6—1,8 миллиардам лет (*1*).

9. По данным геологических съемок последних лет, тектоника архея Карелии является исключительно сложной. Основные тектонические направления в архее Карелии различны в разных ее частях. Так, на беломорском побережье, исключая небольшие площади, преобладающим направлением осей складок является северо-восточное, в области же распространения постсвионийских огнейсованных гранодиоритов, на западе Карелии, доминирует северо-западное направление. Тектонические нарушения в архее приурочены предположительно к двум упомянутым выше эпохам и с ними связаны синкинематические интру-

зии кислых пород. Направления движений для каждой эпохи в настоящее время не выяснены, но представляется вероятным, что они неодинаковы для разных районов. Одной из главных причин неясности является, вероятно, наложение на древние архейские структуры новых структур протерозойской тектоники. Исследования Ю. С. Неуструева, применившего для лоухского района методы Вегмана (*37*), указывают на очень сложный характер структуры архея. По данным исследования, в кандалакшском районе в структуре архея существенную роль сыграли дислокации разрыва (Н. Г. Судовиков).

Протерозой Карелии

10. Общей чертой, свойственной почти всем образованиям протерозоя, является их слабая степень метаморфизма по сравнению с археем; в особенности это относится к иотнийским образованиям. Исследования протерозоя вели Рамсей, Эскола, Валь (*31, 32, 33, 29, 36*), а в последнее время В. М. Тимофеев (*16*), Н. А. Елисеев (*3—7*), Л. Я. Харитонов (см. Путеводитель, очерк VII) и Н. Г. Судовиков, (*12, 14, 15*). Протерозойские образования наиболее распространены в южной Карелии, именно в области Прионежья и в туломозерском районе, где они являются продолжением к югу зоны Суоярви, исследованной Метцгером (*30*). В центральной Карелии они широко распространены в сегозерском и тунгудском районах, а в северной Карелии — в районе Кукасозера.

11. Нижний протерозой, или карельские образования, состоит из двух отделов: нижнего, сегозерского, и верхнего — онежского.

Оба отдела соответствуют ятулию финляндских геологов (*34, 35*). Кроме того известна мощная свита конгломератов (Чебино), которая, по представлению финляндских геологов (Эскола, 1919), залегает ниже сегозерского отдела, а по данным геолога Харитонова налегает на поверхность глубоко эродированных образований сегозерского отдела (см. Путеводитель, очерк VII).

Нижний сегозерский отдел ятулия в основании содержит налегающие на граниты базальные конгломераты, описан-

ные В. М. Тимофеевым и Н. А. Елисеевым (*24*) на Сегозере. Характерным горизонтом сегозерского отдела является следующая за конгломератами мощная толща аркозов и кварцитов, особенно типично представленная в сегозерском и тунгудском районах. Для Сегозера Л. Я. Харитоновым установлен эпиконтинентальный характер этих отложений. Отложения перечисленных образований сопровождались экструзиями спилитов, особенно типичных на Сегозере (Н. А. Елисеев, *3*, *5*, *6*).

12. К о н е ж с к о м у о т д е л у по Рамсею (*31*, *32*, *33*), относятся глинистые и шунгитовые сланцы и нижележащие доломиты Заонежья, слагающие вместе с диабазами верхний отдел ятулия. По В. М. Тимофееву (*26*), эта толща в южной Карелии непрерывно постепенными переходами связана с вышеописанным сегозерским отделом протерозоя, в северной же Карелии между отложением этих образований произошел перерыв, отмеченный конгломератами, лежащими в основании доломитовой толщи Кукасозерского района (Нумерова). Возможно, что такой перерыв в отложении имел место и в других районах Карелии, так так переходы не везде изучены (см. Путеводитель, очерк VII).

13. В центральной и северной Карелии в нижние горизонты карельской формации интрудировали к в а р ц е в ы е п о р ф и р ы и к е р а т о ф и р ы. Эти образования впервые были отмечены Д. И. Щербаковым (*28*) и позднее описаны В. М. Тимофеевым (*26*), Н. Г. Судовиковым (*12*, *14*). Вероятно, они являются претектоническими образованиями и знаменуют собою начало посткарельской эпохи диастрофизма; они частью перекристаллизованы и милонитизированы при позднейших более сильных движениях, одновременных с интрузией посткарельских гранитов, а также может быть при еще более поздних движениях.

14. П о с т к а р е л ь с к и е г р а н и т ы и г р а н о д и о р и т ы впервые установлены в надвоицком и тунгудском районах. При последующих исследованиях они обнаружены также в подужемском, пяварском, сегозерском, кукасозерском районах и в Беломорье. Там, где эти породы входят в непосредственное соприкосновение с породами карельской формации, прорывая их, они, обычно, представлены гранодиоритами (Парандово, Тунгуда).

Характер контактов и внутренняя тектоника посткарельских гранитных интрузий свидетельствуют о синкинематичности их со складчатостью этой эпохи диастрофизма. С этими интрузиями частью связан метаморфизм карельских образований, который главным образом обусловлен погружением в зоны соответствующие фации зеленых сланцев и амфиболитовой фации. Произведенное Эскола исследование основных пород южной Карелии показало принадлежность их к фации зеленых сланцев (*29*). Исследования Н. Г. Судовикова (*15*) и позднее Ю. С. Неуструева, В. Н. Нумеровой и Н. В. Альбова установили развитие в центральной и северной Карелии среди этих пород амфиболитовой фации.

15. В эпоху посткарельского диастрофизма образовались мощные структурно сложные цепи карелид, протягивающиеся в северо-западном направлении. В формировании структур, помимо доминирующих складкообразовательных движений, значительную роль играли надвиги.

Создание этих структур вероятно является следствием нескольких фаз тектонических движений. Не исключена возможность, что некоторые структуры частью обязаны повторным движениям в той же зоне, в более позднюю эпоху дислокаций (хогландий?).

16. К нижнему отделу верхнего протерозоя — хогландию, согласно Седерхольму (*35*), принадлежат основные эффузивы окрестностей города Петрозаводска (сиусарский комплекс) и песчаники Каменного Бора. В настоящее время нет достоверных данных для отнесения отмеченных пород именно в эту группу, но в то же время нет и существенных возражений против этого (см. Путеводитель, очерки IV и V). Породы этого отдела распространены почти исключительно в окрестностях Петрозаводска.

Петрографически сходными образованиями, которые могут при последующих исследованиях быть отнесенными также к этой группе, являются вулканические брекчии и некоторые другие эффузивного облика породы тунгудского района, парандовского района и окрестностей дер. Спасской Губы. К этой же группе образований, вероятно, относятся гипабиссальные интрузии метагаббро-диабазов (Спасской Губы, Пудож Горы и др.), для которых возможен так-

же и карельский возраст. В последующую эпоху суисарский вулканический комплекс был довольно сильно дислоцирован при движениях, согласных с направлением движений посткарельской эпохи.

Предшествующие формированию иотнийской толщи кварцито-песчаников интрузии гранита рапакиви встречены в Карелии только в туломозерском районе.

17. Кварцито-песчаники и сланцы и интрудировавшие в них в форме силлов габбро-диабазы иотния являются наименее метаморфизованными образованиями в докембрии Карелии и ограничены в распространении только самой южной частью территории Карелии. Эти образования были изучены Рамсеем, Валем и, в последнее время, В. М. Тимофеевым (*26*) (см. Путеводитель, очерк IV). Интрузиями габбро-диабазов юго-западного побережья заканчивается известная нам докембрийская история Карелии.

18. Более молодые, вероятно палеозойские образования, представлены конгломератом Кандалакши и не менее, чем двумя различными по возрасту формациями щелочных и субщелочных порфиритов (см. Путеводитель, очерк XIV).

Перекрывающими все эти образования являются только четвертичные отложения.

19. Главнейшие полезные ископаемые Карелии связаны преимущественно с протерозойскими образованиями. В архее интересны месторождения граната и дистена, представляющие собой крупные концентрации этих минералов в толще свионийских гнейсов, возникшие при явлениях метаморфической дифференциации и вероятно метасоматоза. С архейскими же гранитами связаны мощные штокообразные тела и жилы пегматитов чупинского и лоухского районов. Некоторые граниты архея дают хорошего качества строительные материалы. Как строительный материал используются кварциты и мраморы карельской формации и габбро-диабазы и кварцито-песчаники иотния. К карельским образованиям приурочены также месторождения железа (Гуломозеро и др.) и меди, а также месторождения шунгита (см. Путеводитель, очерк VI).

С интрузиями посткарельского гранита связан ряд месторождений молибденита. Интрузивные метагаббро-диабазы

Пудож Горы дают крупные месторождения титано-магнетита (литературу по полезным ископаемым см *11*).

ЛИТЕРАТУРА

1. Вернадский В. И. О некоторых очередных проблемах радиогеологии. Изв. Акад. наук. № 1, 1935.
2. Григорьев П. К. Материалы по пегматитам Северной Карелии. Тр. Центр. научно-исслед. геол.-развед. инст., вып. 37, 1935.
3. Елисеев Н. А. Геолого-петрографический очерк северо-восточного побережья Сегозера. Тр. Лен. общ. естеств., т. LVIII, вып. 1, 1928.
4. Елисеев Н. А. Гранито-гнейсовая формация Сегозерского района в Карелии. Тр. Лен. общ. естеств., т. LIX, вып. 4,1929.
5. Елисеев Н. А. О сегозерских спилитах. Зап. Росс. мин. общ., ч. 57, вып. 1, 1928.
6. Елисеев Н. А. К вопросу о генезисе месторождения сегозерского горшечного камня. Зап. Русск. Мин. общ., ч. 58, № 1, 1929.
7. Елисеев Н. А. Диабазы Туломозерского района. Тр. Лен. общ. естеств., т. LV, вып. 1, 1925.
8. Полканов А. А. Геология, история металлогении и образования полезных ископаемых Кольского полуострова. Проблема Кольского полуострова. Геол.-разв. изд., 1933.
9. Полканов А. А. Геологический очерк Кольского полуострова. Тр. Арктического инст. т. LIII, 1936.
10. Полканов А. А. Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова, ч. I. Изд. Акад. наук, 1935.
11. Справочник. Полезные ископаемые Ленинградской обл. и Карельской АССР, ч. II, Лен. геол. разв. тр. 1933.
12. Судовиков Н. Г. Материалы по петрографии центральной Карелии. Изв. ГГРУ, вып. 51, 1931.
13. Судовиков Н. Г. Докембрийские породы Ребольско-Кимасозерского района. Тр. Лен. геол. разв. тр., вып. 5, 1933.
14. Судовиков Н. Г. Геолого-петрографический очерк Шуезерско-Ухтинского района. Тр. Лен. геол.-разв. тр., вып. 6, 1934.
15. Судовиков Н. Г. О метаморфических фациях ятулийских горных пород Шуезерско-Пебозерского района. Тр. Лен. общ. естеств. т. LXIII, вып. 2, 1933.
16. Тимофеев В. М. О шаровых лавах Прионежского края. Тр. Петр. общ. естеств., 1917.
17. Тимофеев В. М. Халцедоны о. Суисари. Тр. СПБ. общ. естеств., т. XXXV, вып. 5, 1911.
18. Тимофеев В. М. Об остатках поверхности лавового потока в суисарской древне-вулканической области. Тр. Петр. общ. естеств., т. XXXVIII, вып. 5, 1916.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА КАРЕЛИИ

Составил Н. Г. Судовиков по данным Ленинградского Геологического Треста 1936 г.

Масштаб 1:2000000.

20 0 20 40 60 км

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ: 1. *Конгломерат.* 2. *Карбон.* 3. *Девон.* 4. *Иотнийские габбро-диабазы.* 5. *Иотнийские песчаники и кварциты (частью Хогландий).* 6. *Гранит рапакиви.* 7. *Комплекс основных эффузивов Суйсарского района (Хогландий).* 8. *Граниты и гранодиориты.* 9. *Кварцевые порфиры.* *Карельские образования:* 10. *Диабазы, частью амфиболиты,* 11. *Серицитовые и глинистые сланцы,* 12. *Доломиты,* 13. *Конгломераты и кварциты,* 14. *Слюдяные сланцы и гнейсы.* 15. *Пост-ботнийские граниты, гранодиориты и мигматиты.* 16. *Габбро-амфиболиты, частью пироксениты, перидотиты и метадиабазы.* 17. *Древнейшие гнейсо-граниты и частью мигматиты-Постсвиний.* 18. *Амфиболиты-Свиний.* 19. *Древнейшие гнейсы и мигматиты, частью гнейсо-граниты и метабазиты-Свиний.*

Рис. 2.

Зак. №48 Тираж 2000 экз. Главлит № Д/41197 Сдано в производство 3/VIII 1937 г. Подписано к печати 15/V 1937 г. Картмастерская ЦНИГРИ, Ленинград, В.О., Средний пр. 72

19. Тимофеев В. М. Находка Pillow lavas в Олонецком крае. Геол. вестн., № 3, 1926.
20. Тимофеев В. М. К генезису прионежского шунгита. Тр. Лен. общ. естеств., т. LII, 1924.
21. Тимофеев В. М. Отчет о работах вдоль линии Мурманской жел. дор. на участке Петрозаводск-Масельская. Изв. Геол. ком., т. XXXVIII, 1919.
22. Тимофеев В. М. Белогорский мраморный район. Материалы по геологии и полезным ископаемым Карелии. 1928.
23. Тимофеев В. М. Мраморы Олонецкого края. КЕПС, 1920.
24. Тимофеев В. М., Елисеев Н. А. и Белоусова В. Т. Очерк геологии и полезных ископаемых Сегозера. Материалы по геологии и полезным ископаемым Карелии. Петрозаводск, 1928.
25. Тимофеев В. М. Геоморфология и геология Карелии. Справочник „Полезные ископаемые Ленинградской обл. и Карельской АССР". Л. 1933.
26. Тимофеев В. М. Петрография Карелии. Петрография СССР. Изд. Акад. наук, 1935.
27. Тимофеев В. М. К вопросу об абсолютном возрасте древнейших образований Карелии. Докл. Акад. наук, т. IV/IX, № 3 (72). 1935.
28. Щербаков Д. И. Полезные ископаемые Южной Карелии. Тр. Сев. научно-пром. эксп., вып. 24, 1924.
29. Eskola P. The mineral development of basic rocks in the Karelian formations. Fennia, 45, № 19, 1925.
30. Metzger A. Die jatulischen Bildungen von Suojärvi in Ostfinnland. Bul. Com. Géol. Finlande, № 64, 1924.
31. Ramsay W. Om de prekambriska formationernai den sydöstra delen of Fennoscandia. Geol. Fören. i Stockh. Förhandl, 24, 1902.
32. Ramsay W. Ueber die präcambrischen Systeme im östlichen Teile von Fennoskandia. Centralblatt für Mineralogie, № 2 1907.
33. Ramsay W. Beiträge zur Geologie der präcambrischen Bildungen im Gouvernement Olonez. Fennia, 22, № 7, 1904—1905.
34. Sederholm J. J. Pre-quaternary rocks of Finland. Bul. Com. Géol., Finl., № 91, 1930.
35. Sederholm J. J. On the geology of Fennoscandia with special reference to the Precambrian. Bul. Com. Géol. Finl., № 98, 1932.
36. Wahl W. Beiträge zur Geologie der präkambrischen Bildungen im Gouvernement Olonez. II. Fennia, 24, № 3, 1908.
37. Wegmann C. E. Beispiele tectonischer Analyse etc. Bull. de la Com. Géol. Finl., № 87, 1929.
38. Wilkmann W. W. Geologisk öfersiktskarta ofver Finland, Sectionen D 4, Nurmes, Helsingfors, 1920.

IV. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ЮГО-ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА

Н. Г. СУДОВИКОВ

1. Юго-западное побережье Онежского озера сложено наиболее молодыми образованиями докембрия Карелии; это почти исключительно габбро-диабазы и кварцито-песчаники верхнего протерозоя.

Со времени работ Рамсея (*11*) эта формация известна как принадлежащая иотнийскому отделу. Главная масса выходов этих пород приурочена к побережью озера и лишь в незначительной части — западнее его, намечая в общих чертах обширную, но плохо обнаженную площадь распространения этих образований.

Главнейшие исследования геологии юго-западного побережья Онежского озера принадлежат С. А. Яковлеву, Рамсею, Валю и В. М. Тимофееву. С. А. Яковлевым детально изучены контактные образования и гранитоидные жилы в интрузиях габбро-диабазов (*6*, *5*) и была дана общая стратиграфия по району (*10*). Работы Рамсея (*11*, *12*, *13*) для геологии юго-западного берега Онежского озера имели особенно важное значение, так как они впервые установили истинное стратиграфическое положение комплекса кварцито-песчаников и габбро-диабазов, как принадлежащих к иотнийскому отделу докембрия. Важность этих работ становится особенно значительной, если учесть, что предшествующие исследователи относили эти образования к девону.

Работа Валя (*15*) впервые дает подробное петрографическое описание габбро-диабазов и кварцито-песчаников,

их стратиграфию и тектонику. В. М. Тимофеевым во время геологической съемки 40-го листа десятиверстной геологической карты (до 1925 г.) был сделан ряд дополнений и уточнений по геологии района, а позднее (1927 г.) были произведены специальные исследования вдоль побережья в связи с изучением габбро-диабазов и кварцито-песчаников, как строительного материала.

В результате всех проведенных работ юго-западное побережье является одним из наиболее изученных в геологическом отношении районов, и остаются, вследствие недостатка обнажений, не вполне ясными лишь вопросы отношения формации песчаников к более древним докембрийским образованиям.

2. В настоящее время можно дать следующую геологическую последовательность. Древнейшими образованиями являются песчаники окрестностей Петрозаводска, синхронично с отложением которых происходили экструзии суисарского вулканического комплекса. Одновременно с отложением песчаников Петрозаводска происходило размывание толщи черных глинистых сланцев, принадлежащих нижнему протерозою (онежскому отделу). Следующим образованием по возрасту является шелтозерско-шокшинская свита кварцито-песчаников и сланцев, отложение которых шло непрерывно вслед за петрозаводскими песчаниками (В. М. Тимофеев, *4*), или же было отделено перерывом, в течение которого были интрудированы граниты-рапакиви (Седерхольм, *14*).

За образованием шелтозерско-шокшинских кварцито-песчаников следует интрузия габбро-диабазов. Этим заканчивается формирование толщи верхнего докембрия. Позднее (точно время не известно) вся толща подверглась движениям (возможно вертикальным), давшим пологие прогибы свиты. Наиболее молодые движения проявились в разломах, давших ряд ступенчатых сбросов, хорошо выраженных на побережье Онежского озера.

Некоторые данные В. М. Тимофеева указывают на возможное распространение девонских отложений на площади иотнийских кварцито-песчаников (глыбы пестроцветных девонских глин в морене, распространенной на территории развития песчаников).

В настоящее время девонские отложения примыкают к этой площади с юга и обнажаются на р. Свири.

3. Кварцито-песчаники вместе с заключенными в них интрузивными пластами габбро-диабазов являются наиболее распространенными сбразованиями. Крайние северные их выходы, если причислить к этой группе формацию Каменный Бор — Укшозеро — Кулмукса, находятся на 30 *км* севернее Петрозаводска, а на юге их распространение заходит за исток р. Свири. Крайним западным пунктом являются окрестности дер. Кашканы, естественной, восточной границей является Онежское озеро.

Таким образом, на юге кварцито-песчаники выходят на площади распространения девонских отложений, на севере же развиты уже в области распространения верхнепротерозойских экструзий суисарского комклекса. К западу кварцито-песчаники от других докембрийских образований отделены широкой полосой четвертичных отложений.

Петрографически В. М. Тимофеевым (*4*, стр. 187—188) кварцито-песчаники разделяются на две группы. К первой принадлежат преимущественно серые песчаники, типично представленные в месторождениях Каменный бор (окрестности Петрозаводска) и Брусно; ко второй принадлежат кварцито-песчаники малиново-красного цвета, типично развитые в окрестностях дер. Шокши. В. М. Тимофеевым каменноборские и брусненские песчаники рассматриваются как наиболее низкие горизонты всей свиты. Вероятным представляется, что каменноборские песчаники могут принадлежать к доиотнийским образованиям (хогландий — Седерхольм).

Песчаники Каменного Бора (*4*, стр. 189) только на 66% состоят из зерен кварца, остальная часть представлена цементом и зернами других минералов, среди которых содержится до 5% полевого шпата. Полевой шпат представлен микроклином, ортоклазом и олигоклазом. Кроме этих минералов в песчанике присутствуют биотит, мусковит, циркон, титанит, гематит. Помимо перечисленных минералов, к числу которых следует добавить еще халцедон в песчанике Каменного Бора, в некоторых прослоях в значительном количестве встречаются обломки черного углисто-кремнистого, вероятно шунгитового, сланца; и в неко-

торых из этих обломков (со структурой, напоминающей флюидальную) Валь (*15*) склонен видеть натечные образования, происшедшие в связи с одновременными вулканическими извержениями в окрестностях Петрозаводска. Кроме того, в этих же песчаниках Валь наблюдал обломки измененного стекловатого (витрофирового) диабаза, в некоторых случаях серпентинизированного и иногда с зубчатыми очертаниями. Обломки, имеющие зубчатую форму и погруженные в песок, Валь считает за лапилли, не претерпевшие значительного переноса. Такое же объяснение он допускает и для диабазовых зерен (?), встреченных в песчаниках у дер. Кулмуксы (Кондопожская губа), которые являются сходными с каменноборскими песчаниками и могут быть отнесены в одну группу.

К этой же группе В. М. Тимофеев (*4*, стр. 191) причисляет сходные песчаники месторождения Брусно, среди которых присутствуют серицито-кварцевые сланцы и, в нижних горизонтах, прослои конгломератов с пластинчатой галькой серицитового сланца.

Шокшинские кварцито-песчаники, являющиеся типичными представителями группы, резко отличаются от каменноборских большим содержанием кварца (87%). Они являются породами переходными к кварцитам, так как часто зерна песчаники обрастают новой кварцевой оболочкой и цемент в них перекристаллизован. В них часто встречаются грядки ряби и иногда косая слоистость. Шелтозерские песчаники, которые В. М. Тимофеев считает за переходные горизонты между шокшинскими и каменноборскими, отличаются серым цветом и по составу близки к шокшинским. В районе юго-западного побережья шокшинские и шелтозерские песчаники имеют приблизительно одинаковое распространение.

Кварцито-песчаники юго-западного побережья Онежского озера прорываются согласными пластовыми интрузиями габбро-диабазов. В большинстве массивов габбро-диабазы перекрывают кварцито-песчаники, и только в некоторых интрузиях наблюдался их верхний контакт (например, в другорецком массиве — В. И. Рантман). Кварцито-песчаники в контакте показывают ясное воздействие габбро-диабазов, выражающееся в образовании массивных кварцитов.

В настоящее время еще не установлена непрерывная связь между шокшинско-шелтозерской группой кварцито-песчаников и каменноборской группой. Взаимоотношения с более древними образованиями установлены только для песчаников каменноборской группы. Так, на оз. Укшозере еще Гельмерсеном (*9*), а позднее Рамсеем (*11*) и В. М. Тимофеевым (*4*) отмечалось согласное налегание кварцито-песчаников каменноборского типа на туфах и агломератах, принадлежащих суисарскому вулканическому комплексу. Рамсей (*8*) отмечает несогласие между песчаниками и дислоцированными доломитами дер. Пяльмы. Песчаники Рамсей относит к потнийским, а доломиты — к ятулийским образованиям.

Этот факт может служить указанием на существование дислокаций и значительного перерыва между отложением указанных формаций. В. М. Тимофеевым же согласное залегание песчаников Укшозера на вулканических туфах и агломератах интерпретируется как указание на отсутствие перерыва и нарушений между иотнием и верхним ятулием, к которому, по его мнению, принадлежит суисарский вулканический комплекс. Песчаники же Укшозера им же совместно с каменноборскими песчаниками объединяются в нижние горизонты (базальные образования) иотния. В настоящее время будет, вероятно, наиболее правильным объединение всей группы песчаников, развитой в северной части площади их распространения (Каменный бор, Укшозеро, Кулмукса) с суисарским вулканическим комплексом в отдельную формацию. Сходные образования Финляндии, главным образом по работам Кранка, объединены в формацию хогландий, которая занимает промежуточное положение между иотнием и ятулием. К этой формации в своей последней сводке 1932 г. Седерхольм (*14*) отнес песчаники и вулканические образования окрестностей города Петрозаводска.

Конгломераты среди толщи песчаников западного берега Онежского озера встречены только в виде тонких прослоев (обычно с редкими гальками), целиком заключенных в кварцит. Галька в них представлена кварцем. Примером могут служить конгломераты окрестностей дер. Кашканы (центральная часть Онежско-Ладожского перешейка).

Кроме таких конгломератов, как уже отмечено в северной части района, встречаются мелкие конгломератовые прослои с галькой глинистого сланца и диабаза.

Сланцы среди толщи кварцито-песчаников встречаются относительно редко в форме маломощных прослоев (до 1,5 *м* мощности). Они представляют собой окремненные глинистые сланцы. В некоторых случаях они непосредственно контактируют с габбро-диабазами, которые придают им пятнистый характер (спилозиты — Рантман). В большинстве случаев сланцы имеют буро-красную или красную окраску, но иногда они темносерые.

4. Габбро-диабазы в районе юго-западного берега Онежского озера слагают ряд больших кряжей, вытянутых вдоль берега от села Педасельга на севере до истоков р. Свири на юге. Аналогичные габбро-диабазы в пределах Карелии развиты еще на восточном берегу Онежского озера и некоторые петрографически сходные породы встречены в центральной Карелии. Ближайшие аналоги этих пород в Финляндии наблюдаются на Валаамских островах (Ладожское озеро). В районе юго-западного берега габбро-диабазы относятся, вероятно, к нескольким интрузивным телам типа силлов, наиболее мощные из которых приурочены к самому побережью. Согласно с залеганием кварцитов, эти пластовые интрузии вытянуты в направлении простирания и полого падают на юго-запад. В большинстве случаев обнажены только нижние контакты этих интрузий, верхние же встречаются редко (например, Другорецкий кряж) (рис. 3). На восточном берегу Онежского озера габбро-диабазы этой группы образуют ряд даек, секущих граниты архея.

В центральной Карелии форма интрузий габбро-диабазов не установлена.

Петрографически габбро-диабазы образуют два типа—среднезернистых и крупнозернистых пород, из которых последние слагают шлировые выделения в господствующих и выдержанных по составу среднезернистых габбро-диабазах. Общей особенностью всех габбро-диабазов является довольно постоянное присутствие в них кварца в форме выделений обычно в микропегматите, в мезостависе. Пироксен габбро-диабаза принадлежит энстатит-авгиту;

плагиоклаз обычно зонален, изменяясь от битовнита 70% An в ядре до олигоклаза 20% An (Валь, *15*). Замечательно присутствие в крупнозернистых разностях некоторого количества ортоклаза, а также альбита. Тонкозернистые разности габбро-диабазов наблюдались в контактах (Щелейка, Гимрека, Другорецкая, Ропручей, Гусозеро). Среди них наблюдались порфириты и афаниты, а в Другорецком массиве С. А. Яковлевым (*7*) встречена тонкая зона (5—10 *см*) микровариолита, который химически является более основ-

Рис. 3. Разрез Другорецкого кряжа (по данным В. М. Тимофеева).

ным, чем средневернистый габбро-диабаз, а также обнаруживает значительное преобладание натра над калием. Другой особенностью габбро-диабазов является установленное С. А. Яковлевым (*6*) постепенное увеличение содержания кремнекислоты от нижних контактов к верхней (внутренней) части интрузии (в массивах Рыбреки и Другорецком).

Экзоконтактные воздействия габбро-диабазов на кварцито-песчаники распространяются не более чем на 1,5—2 *м*, и выражаются в образовании в контакте массивных разностей кварцита. В контактах габбро-диабазов с гранитами на восточном берегу Онежского озера наблюдаются явления регенерации гранитов и внедрение их в форме жил в габбро-диабазы (Д. С. Белянкин, *1*).

Особенностью габбро-диабазов юго-западного берега является присутствие в них пегматитовых и аплитовых

жил, исследованных впервые С. А. Яковлевым и, позднее, Валем. Присутствие их установлено во многих массивах, которые они рассекают преимущественно в вертикальном направлении. Мощность их варьирует, достигая 4 *м* (В. М. Тимофеев, *4*). В большинстве случаев они дают резкий контакт с вмещающей породой. По структуре можно различать два крайних типа — мелкозернистые аплиты и крупнокристаллические пегматиты. В состав этих жил входят следующие главные минералы: ортоклаз, плагиоклаз, кварц и роговая обманка. Кроме них иногда присутствуют пирит, циркон, апатит, слюда, эпидот, титанит, хлорит, кальцит. Часто наблюдаются микропегматитовые структуры (ортоклаз + кварц). Плагиоклаз представлен лабрадором и альбитом. Амфибол, близкий к обыкновенной роговой обманке, почти всегда образует крупные кристаллы. Аплитовые жилы имеют мелкозернистую структуру и часто состоят из одного полевого шпата. Аплиты и пегматиты представляют собой остаточные продукты кристаллизации габбро-диабазов, внедренные во время их отвердения или после него.

5. Район юго-западного берега Онежского озера имеет очень простую с т р у к т у р у. Свита кварцито-песчаников образует очень пологую синклиналь с весьма малыми углами падения (обычно 10—15°) и с северо-западным простиранием оси. В некоторых периферических частях синклинали наблюдались и крутые необычные углы падения; в окрестностях дер. Кашканы (западная граница площади распространения) углы падения доходят до 74°. Такое более крутое залегание кварцито-песчаников в краевых частях площади их распространения отмечалось еще Рамсеем.

Такая простая структура усложнена сбросовыми явлениями, отмечаемыми всеми исследователями.

Особенно типично сбросы выражены в окрестностях дер. Подщелье. Сбросы побережья носят ступенчатый характер, и, вероятно, с ними связано образование котловины Онежского озера (рис. 4). Сбросовые явления отражены в рельефе. Господствующее простирание сбросов, в общем, параллельно береговой линии. Весьма вероятно, что кроме того структура побережья нарушается и поперечными сбросами.

6. Как кварцито-песчаники, так и габбро-диабазы являются высокоценным по своим качествам каменным строительным материалом. Запасы месторождений исчисляются десятками миллионов кубических метров. Наиболее ценными месторождениями кварцито-песчаников являются Шокшинское, Шелтозерское, Каменный бор и Брусно. Последнее является месторождением хорошего по качеству точильного камня. Габбро-диабазы показывают также высо-

Рис. 4. Разрез кряжей Подщелье и Брелка (по данным В. М. Тимофеева).

кие технические качества и эксплоатируются в месторождении Ропручей. По свойству камня и благоприятному географическому положению месторождения юго-западного берега имеют большие преимущества перед другими месторождениями Карелии (см. литературу в работах *2*, *3*, *4*).

ЛИТЕРАТУРА

1. Белянкин Д. С. и Турцев А. К изучению гранито-диабазовых контактов на восточном побережьи и на островах Онежского озера. Изв. Лен. полит. инст, т. 29, 1925.
2. Тимофеев В. М. Каменные строительные материалы Прионежья, ч. I, Кварциты и песчаники. КЕПС, Акад. наук, 1927.
3. Тимофеев В. М. Карта каменных строительных материалов Прионежья. Тр. Лен. геол.-разв. тр., вып. 1, 1932.
4. Тимофеев В. М. Петрография Карелии. Петрография СССР, серия I, вып. 5, 1935.
5. Яковлев С. А. Гранитовидные жилы в диабазах юго-западного побережья Онежского озера. Тр. СПБ. общ. естеств., т. XXXIII, вып. 5, 1903.

6. Яковлев С. А. Некоторые данные по вопросу о влиянии удельного веса на дифференциацию магмы в Олонецких диабазах. Тр. СПБ. общ. естеств., т. XXXIV, вып. 1, 1903.
7. Яковлев С. А. Наблюдения над микровариолитом из Другорецкой Щельги, 1903.
8. Eskola P. Huvuddragen av Onega-Karelens Geologi. Meddelanden fran Geol. fören. i. Helsingfors, 1919.
9. Helmersen G. Geologische und physico-geographische Beobachtungen im Olonezes Bergrevier, 1882.
10. Jakowlew S. Ueber die Ostgrénze des präcambrischen System in Finland. Centralblatt, für Min. № 9, 1906.
11. Ramsay W. Om de prekambriska formationerna i den sydöstra delen af Fennoskandia. Geol. Fören. i Stockh. Förhandl. 24, 1902.
12. Ramsay W. Beiträge zur Geologie der präkambrischen Bildungen im Gouvernement Olonez I. Fennia, 22, № 7, 1906.
13. Ramsay W. Ueber die präcambrischen Systeme im östlichen Teile von Fennoskandia. Centralblatt für Mineralogie, № 2, 1907.
14. Sederhölm J. J. On the Geology of Fennoscandia with special reference to the Pre-Cambrian. Bull. Com. Geol. Finl., № 98, 1932.
15. Wahl W. Beiträge zur Geologie der präkambrischen Bildungen im Gouvernement Olonetz. II. Die Gesteine der Westküste des Onega-Sees. Fennia, 24, № 3, 1908.

ЭКСКУРСИЯ В РАЙОН ЮГО-ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА

1. Месторождение кварцито-песчаника Каменный Бор. Разрез карьера сложен песчаниками серого и темносерого и почти черного цвета хогладского возраста (по Седерхольму). Темносерые кварцито-песчаники развиты в верхних горизонтах толщи. В разрезе подчиненное развитие имеют прослои сланца и конгломерата (см. Путеводитель, очерк IV, пп. 2 и 3).

2. Шокшинское месторождение. Выходы серого песчаника относятся к нижним горизонтам иотнийской толщи. В карьере песчаников видна косая слоистость включения гальки красного глинистого сланца. В карьере малиново-красного песчаника хорошо видны волноприбойные знаки и косая слоистость. К востоку от карьера на берегу озера видны выходы мелкозернистого габбро-диабаза, вероятно интрудировавшего в толщу кварцито-песчаников (см. Путеводитель, очерк IV, п. 3).

3. Месторождение Ропручей. Осматриваются карьеры габбро-диабаза. Согласный контакт габбро-диабаза с серым иотнийским кварцито-песчаником расположен ниже карьера и полого падает к западу.

Габбро-диабазы слагают мощный интрузивный силл, полого падающий к западу. В габбро-диабазе наблюдаются жилы пегматит-аплита, являющиеся дифференциатами габбро-диабаза (см. Путеводитель, очерк IV, п. 4).

Попутно с геологическими наблюдениями члены экскурсии знакомятся с процессом добычи и обработки строительного камня (см. Путеводитель, очерк IV, п. 6).

V. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК РАЙОНА ОСТРОВА СУИСАРИ

Н. Г. СУДОВИКОВ

1. Район острова Суисари сложен молодыми протерозойскими основными эффузивными образованиями, названными В. М. Тимофеевым суисарским вулканическим комплексом. Но образования этого комплекса широко распространены также и за пределами этого района. К западу от острова они распространяются до окрестностей Виданского погоста, к югу до Петрозаводска (а возможно и далее) и на севере по всей Кондопожской губе, т. е. располагаются к северу от иотнийских образований Онежского озера и к югу от более древних образований онежского отдела.

Главнейшие исследования образований этого комплекса принадлежат Ф. Ю. Левинсон-Лессингу (*11, 2, 3*), В. М. Тимофееву (*4, 5, 7, 8, 9*) и, частью, Эскола (*10*). Ф. Ю. Левинсон-Лессингом в 1888 г. породы почти исключительно этого комплекса объединены под наименованием олонецкой диабазовой формации.

В. М. Тимофеевым было предпринято еще в 1909 г. и в течение ряда лет специальное петрологическое изучение пород окрестностей Суисари (*9*).

2. Стратиграфическое положение суисарского вулканического комплекса в настоящее время установлено по отношению к сланцам онежского отдела протерозоя и песчаникам петрозаводской группы. Вулканические породы суисарского комплекса прорывают и налегают на черные сланцы Онежского отдела. Примером таких взаимоотноше-

ний могут служить наблюдения, сделанные в обнажениях Кондопожской гидроэлектростанции, где диабазы этого комплекса покрывают толщу черных шунгит-содержащих сланцев. В окрестностях Укшозера на вулканические агломераты этого комплекса согласно налегают песчаники петрозаводской группы. Эти же песчаники (Каменный Бор) содержат обломки, а по мнению Валя — ляшилли (*13*), диабазов суисарского комплекса.

На основании этих данных, породы суисарского комплекса являются более древними или же одновременными по возрасту с песчаниками петрозаводской группы. В подтверждение последнего и более вероятного представления следует добавить, что песчаники Кулмуксы (к северу от острова Суисари) также содержат вулканический материал, свидетельствующий об одновременности их образования с экструзиями Суисари. Таким образом, суисарский вулканический комплекс, будучи одновременным по возрасту с песчаниками петрозаводской группы, вероятно составляет с ними одну самостоятельную формацию, промежуточную по возрасту между нотнийским и онежским отделами протерозоя. Такое представление было впервые дано Седерхольмом (*12*), которым песчаники и эффузивы окрестностей Петрозаводска отнесены к хогландию.

3. В состав суисарского вулканического комплекса входят диабазы, различного состава порфириты, мандельштейны, афаниты, шаровые лавы, туфы и вулканические агломераты. В распространении их не установлено закономерности, хотя некоторые породы все же преимущественно локализируются в определенных участках района.

Диабазы с полнокристаллической офитовой структурой распространены преимущественно в северной части района, хотя частью встречаются и в южной (окрестности Суисари и Ялгубы). Характерным для этих диабазов является присутствие моноклинного пироксена ($Ng : C = 43 — 45°$; $2V =$ от $+40$ до $+56°$). В более древних диабазах (например, заонежских) пироксен почти никогда не сохраняется. Плагиоклаз в этой группе представлен альбитом ($3 — 7\%$ An). Альбитизация распространена почти во всех породах этой группы, хотя В. М. Тимофеев (*9*, стр. 116) причисляет сюда

и некоторые диабазы с лабрадором. В некоторых из этих диабазов часто наблюдаются миндалевидные разности, связанные переходами с мандельштейнами.

Мандельштейны распространены почти повсеместно в районе развития суисарского вулканического комплекса. Основная масса мандельштейнов имеет более или менее постоянный состав, различаясь степенью кристалличности. Наиболее крупнозернистые имеют офитовую структуру основной массы. Преобладают мандельштейны с шарообразными миндалинами, но встречаются мандельштейны и с вытянутыми по направлению течения потоков эллипсоидальными миндалинами, количество которых варьирует, обусловливая полосчатую текстуру истечения многих лав. В качестве продуктов выполнения миндалин встречаются халцедон, кварцин, кварц, кальцит, шунгит, хлорит, эпидот, актинолитовая роговая обманка и даже титанит. Миндалины имеют зональную и слоистую структуру, а иногда представляют совершенно неправильные выполнения то моно-, то полиминерального состава. По В. М. Тимофееву (*9*), часть минералов миндалин образована за счет продуктов привнесенных извне, часть же образована за счет перегруппировки материала самой породы. Особенностью, свойственной исключительно мандельштейнам суисарского вулканического комплекса, является присутствие халцедона, что характеризует значительно меньшую степень изменения пород этого комплекса по сравнению, например, с диабазами нижнего протерозоя (Сегозеро-Тунгуда), где халцедон всюду заменен кварцем.

Порфириты суисарского комплекса представлены следующими разностями: полевошпатовые, полевошпатово-авгитовые, авгитовые и авгито-оливиновые. Наиболее распространенными являются полевошпатово-авгитовые и авгитовые (окрестности Суисари и Кончозера). Полевошпатовые порфириты развиты в окрестностях Виданского погоста (западная окраина района). Авгито-оливиновые порфириты (пикриты) встречены в кончозерском районе. Авгитовые и авгито-полевошпатовые порфириты образуют также шаровые лавы и преобладают в обломках вулканических брекчий и туфо-брекчий и наконец переходят в мандельштейны и вариолиты. Не менее часто эти порфириты

дают переходы в афировые афаниты. В полевошпатовых порфиритах плагиоклаз представлен альбитом, достигающим нескольких сантиметров длины (Виданы).

Шаровые лавы имеют также широкое распространение в суисарском комплексе. Например, Кондопожская губа и остров Суисари. Шаровые лавы впервые были обнаружены и изучены на острове Суисари (*7*, *8*, *9*) В. М. Тимофеевым, которым установлены их крайние западные выходы в окрестностях Виданского погоста и крайние восточные — в губе Вегоруксе (Заонежье).

По В. М. Тимофееву, шаровые лавы острова Суисари и его окрестностей обладают наиболее часто эллипсоидальными формами, вытянутыми в направлении потока, но встречены также и сильно деформированные, направильной и иногда сплющенной формы. Более редкими являются тела почти идеально правильной формы (Педра-Кара). Размеры шаровых тел, обычно, варьируют в пределах нескольких сантиметров до 0,5 и 1 *м* в диаметре и редко достигают 24 *м* по длинной оси. Промежутки между шарами наиболее часто заполнены туфовым материалом и различного рода гидротермальными продуктами, среди которых наблюдался халцедон, кварц и в некоторых случаях в небольшом количестве шунгит. Последний минерал в связи с халцедоном дает иногда тонкополосчатые (зональные) структуры агата.

Внутреннее строение шаров, как правило, имеет зональный характер. Наружная, обычно очень тонкая, оболочка — зона закалки — сменяется по направлению внутрь дифференцированной частью, состоящей из афанита, порфирита и различных вариолитов, переходящих в центральной части в мандельштейны. Центральная часть шара имеет караваеобразную форму — сплюснутый эллипсоид с более выпуклой верхней поверхностью — и заполнена вторичными продуктами, в числе которых В. М. Тимофеевым встречен также шунгит. Внутренние эллипсоидальные образования представляют собой газовые пустоты, позднее заполненные вторичными минералами.

Шаровые тела некоторых выходов имеют еще более сложное внутреннее зональное строение с чередованием иногда многократных вариолитовых и афанитовых зон; при этом часто наблюдаются переходы мелковариолевых зон в крупно-

вариолевые. В вариолитах этих шаров наблюдаются также вариации в количественных отношениях вариоль и основной массы. Химический состав вариоль (*9*, стр. 136) характеризуется значительно более высоким содержанием щелочей (до 9%) и кремнекислоты (61%) по сравнению с нормальным диабазом. Промежуточная между вариолями масса характеризуется, наоборот, более основным составом. В. М. Тимофеевым (*9*, стр. 134) установлено, что развитие вариолитовых зон приурочено, главным образом, к шаровым лавам с туфовой промежуточной массой между шарами, которая обусловливала более медленное охлаждение каждого шарового тела. В противоположность острова Суисари, вариолиты в районе Ялгубы, изученные еще А. А. Иностранцевым (*1*) и, позднее, Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (*11*, *2*), залегают иногда в форме больших масс, не имея видимого отношения к шаровым лавам. В новейшей работе о вариолитах Ялгубы (*3*) Ф. Ю. Левинсон-Лессинг приводит два исключительно контрастных химических анализа, соответствующих основной массе и вариолям. Расчеты этих анализов показывают, что основная масса соответствует форелленштейну (близка пикриту), а вариоли имеют своеобразный состав, наиболее близкий к кварцевому траппу или к андезито-дациту. Исследованный Ф. Ю. Левинсон-Лессингом вариолит содержит мелкие кристаллы равномерно распределенного в породе моноклинного пироксена, кристаллизация которого предшествовала дифференциации породы. В общем ходе дифференциации намечается концентрация в вариолях следующих окислов: SiO_2, TiO_2, Na_2O и K_2O; тогда как в основной массе скопляются Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MgO и CaO. Такого рода дифференциацию в вариолитах Ф. Ю. Левинсон-Лессинг находит возможным объяснить ликвацией на некоторой стадии охлаждения, при которой „может быть существенную роль играла вода“.

Вулканические брекчии встречаются во многих местах на площади развития суисарского комплекса (окрестности города Петрозаводска, острова Суисари, Кончозера и Укшозера). В большинстве случаев они представлены брекчиями из крупных обломков порфирита, сцементированных также порфиритом или афанитом. Размеры обломков сильно варьируют от микроскопических до не-

скольких метров в диаметре. Типичным представителем порфиритовой вулканической брекчии является известная соломенская (окрестности Петрозаводска) брекчия. В порфирите этой брекчии вкрапленниками являются альбит и моноклинный пироксен. Состав брекчий имеет полное сходство с другими породами суисарского комплекса. В некоторых случаях пласты вулканических брекчий переслаиваются с порфиритами и шаровыми лавами. Такое же переслаивание наблюдается между брекчиями и туфами. Брекчии, связанные с шаровыми лавами, как правило, имеют менее однородный по величине обломков состав. Образование брекчий рассматривается как обусловленное взрывным действием экструзий, и накопление их в больших массах свидетельствует о частом и сильном проявлении взрывных пароксизмов вулканической деятельности.

Из всего вышеизложенного следует, что суисарский вулканический комплекс представляет собой типичную спилитовую формацию со всеми ее характерными особенностями: обширным развитием шаровых лав и туфов, широким распространением типичных эффузивов мандельштейнов и порфиритов и высоким содержанием щелочей (Na_2O) в среднем составе лав. Характерной чертой, также вполне соответствующей спилитовому типу лав, является повсеместная альбитизация пород комплекса.

По характеру своего метаморфизма породы этого комплекса резко выделяются среди всех более древних образований Карелии. Они являются среди них наиболее сохранившимися породами. Этим породам, например, свойственна почти полная сохранность пироксена. Явление уралитизации, столь распространенное среди других пород в Карелии, здесь, как правило, не наблюдается.

Свидетельством слабого изменения и хорошей сохранности пород суисарского комплекса может служить находка В. М. Тимофеевым остатков лавовой поверхности на мысе Пиппури (*6*).

4. Последовательность образования пород, входящих в суисарский комплекс, может быть установлена только с большим трудом.

По последним исследованиям В. М. Тимофеева (1935 г.), на острове Суисари и в его окрестностях наиболее древними

образованиями являются мандельштейны, туфобрекчии, шаровые лавы и туфы; более молодыми являются авгитовые и полевошпатовые порфириты. В окрестностях Кончозера, по исследованиям М. А. Гиляровой, наиболее древними, так же как и в суисарском районе, являются туфы и шаровые лавы, а более молодыми — порфириты и мандельштейны. Еще более молодыми здесь являются пикриты, и последними — диабазовые порфириты. Особенностью кончозерского участка является присутствие ультраосновных молодых пород.

5. О тектонике области развития пород суисарского вулканического комплекса можно составить только приблизительное представление. Наблюдения над положением контактов различных пород, простиранием сланцеватости и потоков для суисарского района определенно устанавливают его северо-западное простирание. Прослеживание по простиранию и картирование отдельных образований дает такое же северо-западное простирание. Определение углов падения комплекса встречает большие затруднения. Примененный В. М. Тимофеевым метод определения наклонов по положению эллипсоидальных пустот в шаровых лавах и по положению сталактитов в них позволяет, в совокупности с другими данными, считать нарушения этих пород значительными и углы падения достигающими 60° и даже более.

ЛИТЕРАТУРА

1. Иностранцев А. А. Наблюдения над вариолитами. Тр. СПБ. общ. естеств., т. V, вып. 1, 1878.
2. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Олонецкая диабазовая формация. Тр. СПБ. общ. естеств., т. XIX, 1888.
3. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. О своеобразном типе дифференциации в вариолите Ялгубы. Тр. Петрограф. инст., вып. 5, 1935.
4. Тимофеев В. М. О вариолите острова Суисари. Тр. СПБ. общ. естеств., вып. 1. 1909.
5. Тимофеев В. М. О халцедонах острова Суисари. Тр. СПБ. общ. естеств., т. XXXV, вып. 5, 1911.
6. Тимофеев В. М. Об остатках поверхности лавового потока в Суисарской древне-вулканической области. Тр. СПБ. общ. естеств., т. XXXVIII, вып. 5, 1916.
7. Тимофеев В. М. О шаровых лавах Прионежского края. Тр. СПБ. общ. естеств., вып. 1. 1917.

8. Тимофеев В. М. Находка pillow lava в Олонецком крае. Геол. вестн., № 3, 1926.
9. Тимофеев В. М. Петрография Карелии. Петрография СССР, сер. I, вып. 5, стр. 113—138, 1936.
10. Eskola P. The mineral development of basic rocks in the Karelian formations. Fennia. 45, № 9, 1925.
11. Loewinson-Lessing F. Die Variolite von Jalguba in Gouv. Olonez T. M. P. M. 1884.
12. Sederholm J. J. On the Geology of Fennoskandia. Bul. Com. Géol. Finl., № 98, 1932.
13. Wahl W. Beitrage zur Geologie der präkambrischen Bildungen im Gouvernement Olonez II, Fennia, 24, № 3, 1908.

ЭКСКУРСИЯ В СУИСАРСКИЙ РАЙОН

1. Ял-губа. На пути к выходам вариолитов обнажаются мандельштейны и порфириты суисарского вулканического комплекса. На вершине горы „Колпачная Щелья“ развиты типичные ялгубские вариолиты (см. Путеводитель, очерк IV, п. 3).

Переезд на Южный Лайв-остров (район острова Суисари).

2. Южный Лайв-остров. На южном и восточном берегах осматриваются обнажения почти горизонтально залегающих зелено-серых туфо-сланцев (см. п. 3 Геологического очерка).

Переезд на месторождение Педра-Кара.

3. Педра-Кара. Осмотр начинается с северо-западной стороны кряжа, где в вертикальных стенках обнажены pillow lavas с правильной шарообразной формой. На вершине кряжа развиты неправильные вытянутые и сплюснутые формы шаровых тел. На северо-восточном склоне вблизи берега в ряде выработок осматриваются хорошо обнаженные лавы с халцедоновыми выполнениями между шарами и внутри шаров. В этих выполнениях встречается шунгит I разности (см. Путеводитель, очерк V, п. 3).

Переезд на мыс Пиппури.

4. Мыс Пиппури. Осматривается сохранившаяся среди мощной массы туфо-брекчий поверхность лавового штока (см. Путеводитель, очерк V, п. 3).

Переезд на Кельт-наволок.

5. Кельт-наволок. Осматривается шаровая лава с круп-

ными формами и частью правильно ориентированными пустотами, выполненными кварцем. Шары обладают зональным строением вследствие обычно развитых нескольких вариолитовых зон. В северо-восточной части обнажения к pillow lavas примыкают туфо-брекчии, содержащие отдельные изолированные шары.

Переезд на мыс Лахта.

6. Мыс Лахта. Осматриваются выходы шаровых лав и туфо-брекчий. В западной части мыса осматриваются шаровые лавы с многочисленными вариолитовыми зонами (см. Путеводитель, очерк V, п. 3).

VI. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ПОЛУОСТРОВА ЗАОНЕЖЬЕ

Н. Г. СУДОВИКОВ

Геологическое описание

1. Геологически полуостров Заонежье представляет собой область значительного синклинального погружения, сложенную относительно молодыми образованиями верхней части нижнего протерозоя (онежский отдел — Рамсей).

Систематическое исследование всего полуострова Заонежье было произведено в 1885 г. Б. З. Коленко (*4*); до него исследования носили случайный характер и затрагивали только некоторые его участки, особенно окрестность села Шунги (Шунгское месторождение шунгита). Коленко составил первую десятиверстную геологическую карту этого района.

В своих работах по геологии южной Карелии Рамсей (*16, 17, 18*) затрагивает также и образования Заонежья, которые он впервые отнес к онежскому отделу протерозоя.

Из последующих исследований детальными являются работы В. М. Тимофеева, которым было сделано много маршрутных пересечений полуострова, особенно в его центральной и северной частях, а также работы Н. И. Рябова (1932 — 1933 гг.).

2. В строении Заонежского полуострова принимают участие, считая снизу вверх, доломиты, глинистые и шунгитовые сланцы и диабазы. К северо-западу за пределами Заонежья развиты кварциты, подстилающие вышеуказанную заонежскую серию. К западу от Заонежья, в районе Лижемской и Кондопожской губ развиты зеленые

туфо-сланцы и эффузивный комплекс диабазов, вероятно более молодых, чем заонежская серия. К северо-востоку и к востоку на восточной стороне Большой губы Онежского озера обнажаются доломиты, диабазы и архейские образования.

В общем геологическом разрезе докембрия Карелии заонежская серия занимает промежуточное положение между нижнепротерозойскими образованиями (свита кварцитов и диабазов) и образованиями суисарского вулканического комплекса (хогландий ?) (рис. 5).

3. Наиболее древними в Заонежье породами являются доломиты и известняки. Главные выходы этих пород в Заонежье встречены на южном Оленьем острове, в шунгском месторождении и в окрестностях дер. Кузаранды (восточное побережье), т. е. они развиты в периферической части полуострова и отсутствуют в центральной его части.

На Оленьем острове карбонатные породы представлены частично известняками. В остальных участках они являются в различной степени доломитизированными известняками и доломитами. Сильно окварцованные карбонатные породы в Заонежье не встречаются, но присутствуют вне полуострова Заонежье в белогорском районе месторождений мрамора.

На Оленьем острове черные глинистые сланцы непосредственно налегают на известняки, а в шунгском месторождении переход от доломитов к вышележащим сланцам совершается путем многократного переслаивания шунгитовых сланцев, доломитовых сланцев и доломитов.

Отношение к кварцитам на полуострове Заонежье не может быть выяснено. Оно определяется по существованию переходных пород между кварцитами и мраморами в белогорском районе (кривозериты), где карбонатные породы представлены наиболее мощной толщей.

Помимо белогорского района, вне полуострова Заонежье, карбонатные породы верхней части нижнего протерозоя наблюдаются во многих местах Прионежья. Наиболее мощные зоны их распространения протягиваются от окрестностей дер. Виданы почти непрерывно до дер. Пергубы и от пос. Медвежья Гора до окрестностей дер. Челмужи. По мнению В. М. Тимофеева, к этой же серии относятся доломиты

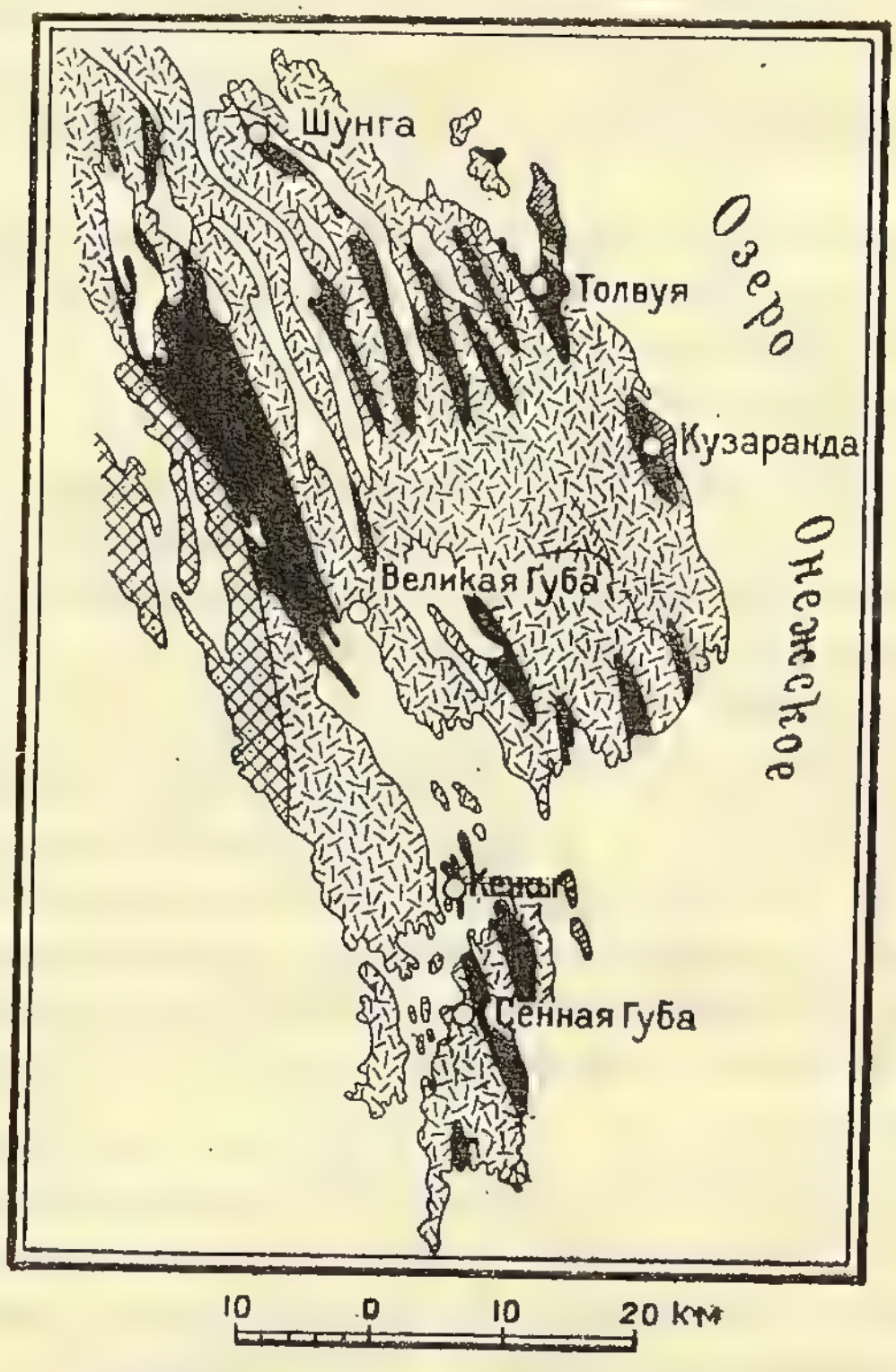

Рис. 5. Геологическая карта полуострова Заонежье.

глубоко метаморфизованной зоны Кукасозера на севере Карелии.

4. Сланцы имеют широкое распространение в северной и южной частях полуострова Заонежье. Многочисленные выходы этих пород перемежаются с выходами не менее распространенных диабазов. Типичные и мощные выходы этих пород известны в окрестностях деревень Шунга, Космозеро, Фойма-Губа, Великая Губа и др.

Сланцы Заонежья представлены глинистыми, кремнисто-глинистыми и шунгитовыми разностями. В разрезе шунгского месторождения шунгитовые сланцы переслаиваются с доломитами, а на Оленьем острове черные кремнистые сланцы непосредственно налегают на известняки.

Как упомянуто выше, сланцы Заонежья моложе доломитов, моложе сланцев покровы диабазов, которые, налегая на них, оказывают сравнительно слабое контактное воздействие. Во многих случаях это контактное воздействие выражается в оруденении сланцев и наблюдается в них на расстоянии не более 1—2 *м* от контакта (о месторождении меди см. ниже).

5. Диабазы являются наиболее распространенными породами серии на полуострове Заонежья (тоже вне Заонежья) на площади, примыкающей с северо-запада. По составу — это измененные породы, почти во всех случаях состоящие из альбита и роговой обманки. В контактах со сланцами они мелкозернисты и иногда рудоносны (сульфиды). Диабазы всегда образуют согласные со сланцами контакты; секущих контактов до настоящего времени нигде на территории Заонежья не обнаружено. Диабазы Заонежья могут в большинстве рассматриваться как мощные покровы, сопровождаемые мелкими интрузиями, частью пластового характера.

К постмагматическим образованиям, связанным с интрузиями диабазов, относятся гидротермальные кварцево-кальцитовые частью с халькопиритом жилы. К таким же образованиям относятся, вероятно, многочисленные баритовые жилы, заключенные в известняках южного Оленьего острова.

6. Простирание пород Заонежья северо-западное и падение обычно под небольшими углами (15—20°) к северо-востоку и юго-западу. Складчатость северо-запад-

ного простирания сопровождается погружениями осей складок. Погружения складок хорошо наблюдаются в почти вертикальных стенках длинных и высоких кряжей, свойственных рельефу Заонежья (например, Гижозеро, Вегорукса). Как показывают наблюдения (А. А. Полканов и Н. Г. Судовиков, 1936 г.), в шунгском месторождении складкообразование сопровождалось тангенциальными движениями вероятно направленными с юго-запада на северо-восток.

Интересными в отношении характера складчатости являются известняки южного Оленьего острова (*12*). Известняки здесь собраны в интенсивные куполовидные складки преобладающего северо-западного простирания. Анализ деталей этой тектоники привел Л. Я. Харитонова (*15*) к заключению о дисгармонической складчатости между нижележащей толщей серых массивных известняков и выпележащими, первоначально более пластическими, слоистыми известняками.

Исследования В. М. Тимофеева (*11*) показали значительную роль дизъюнктивных дислокаций в образовании существующей структуры Заонежья. Составленные на основании барометрического нивеллирования согласных контактов профиля показывают, что центральная часть Заонежья представляет горстовый участок на фоне общего погружения всего Заонежья, которое также, вероятно, связано со сбросами.

Господствующее направление сбросов в Заонежье северо-западное, с которым совпадают и основные направления рельефа. Время дислокаций этого рода не установлено. Общее погружение всего Заонежья сопровождалось, вероятно, глубокими разрывами в окружающих участках, занятых в настоящее время губами Онежского озера. Подтверждением погружения всей области Заонежья служат выходы более древних пород на окружающих берегах Онежского озера.

Месторождения медных руд

7. Только в одной центральной части Заонежья имеется более 30 пунктов, где обнаружены признаки медного оруденения и в старое время производились разведки и даже в некоторых местах эксплоатация.

В. М. Тимофеев, производивший исследования этих руд, выделяет четыре типа рудоносности [*11*].

Наиболее распространенным является жильный тип; это в большинстве случаев кварцевые, реже кальцитовые и кварцево-кальцитовые жилы, главным рудным минералом которых является халькопирит и, редко, халькозин.

Второй тип представлен месторождениями контактовой зоны диабазов со сланцами. Рудным минералом здесь также является халькопирит. Оруденение распространяется в сланцах обычно до 2 *м*.

Третий тип представлен месторождениями вкрапленных руд в виде шлировых обогащений сульфидами более крупнозернистых участков диабаза.

К четвертому типу относятся выделения в пустотах, преимущественно трещинах, самородной меди.

Во всех типах оруденение связано с диабазами. Экономически все руды Заонежья представляют незначительный интерес вследствие своего рассеянного характера. Наибольшее значение могут иметь контактовые месторождения благодаря постоянству и выдержанности оруденения.

Месторождение шунгита (Шунга)

8. Первые указания на находки углистого вещества на полуострове Заонежье относятся к 1842 г. (Комаров) и 1860 г. (Гельмерсен). Позднее А. А. Иностранцев (*3*) посвятил шунгскому месторождению ряд работ. Из более поздних работ большое значение в исследовании шунгского месторождения шунгита имели разведки Конткевича (*5*, *6*). Наконец, в самые последние годы исследование месторождения снова производилось В. М. Тимофеевым и Н. И. Рябовым.

9. Шунгитоносные породы на территории Карелии развиты и за пределами полуострова Заонежья, как, например, в Туломозерском районе (вблизи границы с Финляндией), в районе озер Мунозеро, Кончозеро, Нигозеро и Сандал (северо-западное Прионежье) и в окрестностях села Челмужи, на р. Кочкоме (северо-восточное Прионежье). Черные сланцы Кукасозера (северная Карелия) относились В. М. Тимофеевым также к ряду шунгитовых сланцев.

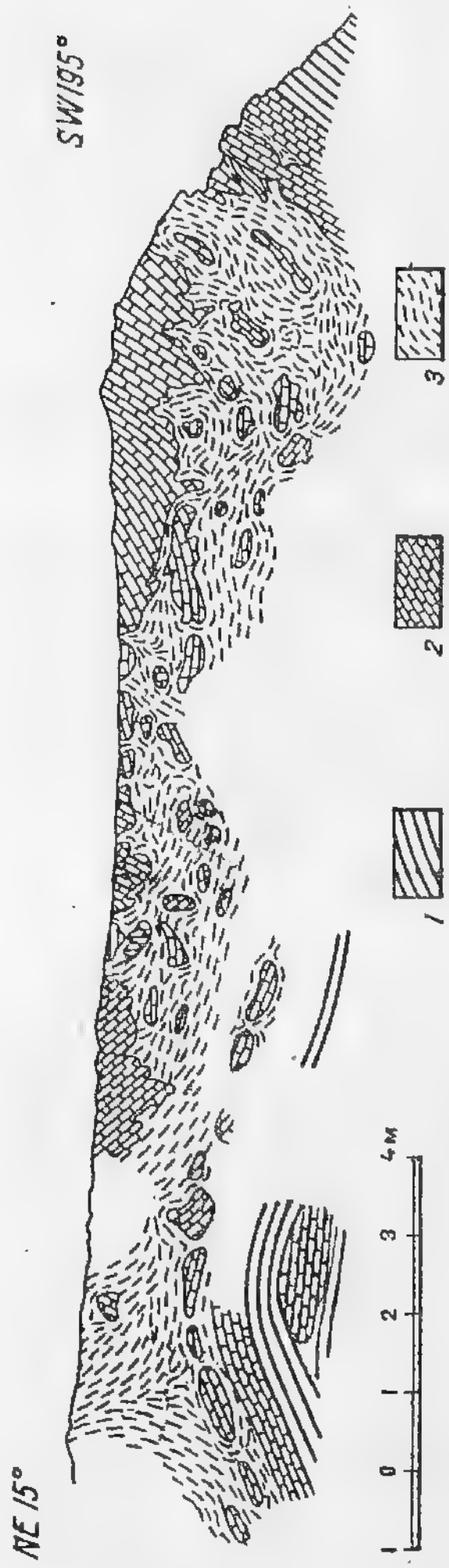

Рис. 6. Схематический разрез северной части шунгского месторождения.
Составил Н. Г. Судовиков.
1 — шунгит I и II разностей; 2 — доломит; 3 — шунгитовые и кремнисто-шунгитовые сланцы.

10. Наиболее полно представлены и подробно изучены шунгитовые породы шунгского месторождения, находящегося в северном Заонежье (на водоразделе озер Путкозеро и Валгамозеро). Шунгиты в этом месторождении представлены четырьмя разностями. Первая разность является наиболее интересной и в то же время менее распространенной. Шунгит этой разности имеет алмазный блеск, характерный раковистый излом и отличается от других разностей высоким содержанием углерода (до 98,77%). Вторая разность не имеет блеска и отличается от первой значительно бо́льшей зольностью. Третья — представляет собой породу, переходную между второй разностью и сланцем, и, наконец, четвертая разность представляется мягкой рыхлой черной массой углеродистого вещества.

11. Геологически (по А. А. Полканову и Н. Г. Судовикову, 1936 г.) шунгское месторождение приурочено к зоне тангенциальных движений. В разрезах месторождения видна сильная мелкая складчатость шунгитоносных сланцев, сопровождающаяся разрывами как пластов доломита с образованием четковидных структур (bou-

dinage), так и разрывами всей серии. В нижней части разреза мелкая складчатость обнаруживает опрокинутость на северо-восток. Вместе с этим верхняя (юго-западная) часть разреза является зоной интенсивных движений с образованием смешанных пород. В этой зоне в пластическую массу глинисто-шунгитовых пород заключены обломки и глыбы обтекаемых непла-

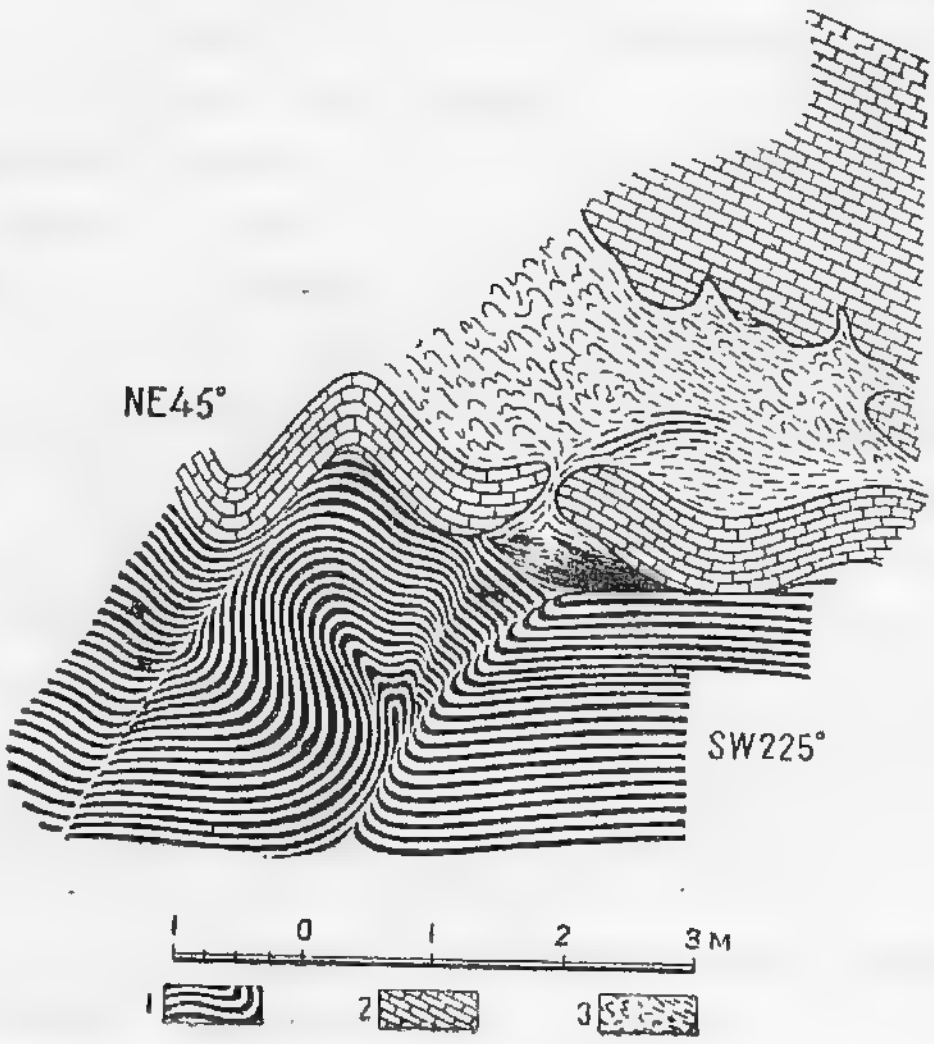

Рис. 7. Разрез восточного карьера Шунгского месторождения.

Составил Н. Судовиков.

1 — шунгит I и II разностей; *2* — доломит; *3* — шунгитовые и кремнисто-шунгитовые сланцы.

стических доломитов. Видимая мощность этой зоны, достигающая 3—4 *м*, не является характеризующей абсолютную ее величину.

Масштаб передвижения и какие породы (диабазы ?) были надвинуты на зону пластических пород остается неизвестным (рис. 6 и 7).

При разведках составлен подробный разрез всей толщи пород месторождения, общей мощностью 278 *м*. В состав

этой свиты, помимо шунгита, входят черные глинистые сланцы, развитые в нижней ее части, доломиты и песчано-глинистые сланцы. Последние присутствуют в верхней части разреза. Кроме этих пород, буровыми скважинами пересечены в нижней части разреза многочисленные диабазовые тела небольшой мощности.

Черные кремнисто-глинистые сланцы обладают часто хорошо заметной тонкой слоистостью. Этот тип породы является наиболее широко распространенным на территории Заонежья. Доломиты и доломитовые сланцы представлены тонкозернистыми разностями, часто с значительным содержанием тонко распыленного шунгита. Песчано-глинистые сланцы также, помимо глинистого вещества и зерен кварца, содержат шунгит и при обогащении карбонатом переходят в доломитовые сланцы. Разнообразно представлены в толще и переходные разности между перечисленными главными типами пород.

Петрографически рассматриваемая толща очень сходна с шунгитоносными сланцами других районов Карелии (Спасская губа, Кондопога, Туломозеро и др.); но имеются и некоторые специфические особенности; так, например, нигде в Карелии до настоящего времени не обнаружено столь мощного скопления богатых углеродом шунгитовых сланцев.

Разнородный состав толщи сланцев этого возраста встречается редко. Примерами могут служить сланцы окрестностей Вегоруксы и толща сланцев в основании здания Кондопожской гидро-электрической станции. В последнем случае, помимо черных шунгитовых сланцев, толща содержит пласты красных, фиолетовых и белых сланцев.

12. Геохимия шунгита. После работ А. А. Иностранцева (*3*), Н. И. Рябова и В. И. Крыжановского (*7*) в настоящее время можно дать полную химическую характеристику шунгита. Количества углерода, воды и зольного вещества в разностях шунгита сильно варьируют (см. табл. 1 и 2).

Приведенные данные достаточно ясно характеризуют широкие колебания содержания C; вместе с этим устанавливается уменьшение содержания V_2O_5 с падением содержания C.

Таблица 1

Состав шунгита I, II и III разностей

Разность	% C	% золы	V_2O_5 в золе	% MgO_3 в золе
I	98,77—84,91	Обычно < 1	Обнаружен во всех разностях	0,46
II	69,84—41,86	30—50		0,22—0,02
III	41,00—16,95	> 50		

Таблица 2

Состав золы II и III разностей шунгита

(по данным Н. И. Рябова)

(числа показывают пределы процентного содержания окислов в золе)

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CuO	NiO
45,83—75,40	0,44—2,31	5,23—19,83	10,47—15,46	0—0,05	0,01—0,11
CaO	MgO	P_2O_5	K_2O	Na_2O	
0,22—4,33	2,67—7,79	0,03—0,39	4,12—4,40	0,29—0,59	

В отношении содержания других соединений обращают на себя внимание следующие особенности. Количество кремнезема выдерживается достаточно постоянно и является везде главной составной частью золы. Содержание Al_2O_3 в золе возрастает от первой разности к третьей.

Замечательно высокое содержание калия в составе золы. Интересным является редкое для осадочных пород присутствие циркония. Для доломитов шунгской толщи П. А. Борисовым (2) было установлено присутствие 4,11% SrO. Кроме упомянутых соединений в золе шунгита установлено присутствие S, SO_3, BaO.

Присутствие в шунгите многих из перечисленных элементов, вероятно, можно рассматривать как следствие воз-

действия диабазовой магмы (В. Н. Крыжановский, 7, стр. 967). В связи с этим представлением интересно присутствие в самих диабазах углеродистого вещества, близкого к первой разности шунгита, микроскопически обнаруживаемого в скоплениях, преимущественно в приконтактных разностях диабаза.

Шунгит первой, второй и третьей разности был исследован рентгенометрически А. К. Болдыревым и Г. А. Ковалевым (*1*).

С помощью полученных дебаеграмм авторами установлено, что в первой разности шунгита существует весьма дисперсная фаза, тождественная с графитом. Вторая и третья разности шунгита не кристалличны. Авторами произведено определение величин кристаллитов. Произведенное определение степени графитизации, т. е. весового процентного содержания кристаллического графита, показало для шунгита первой разности коэфициент 62, при соответственном коэфициенте для графита = 100. Для второй и третьей разностей шунгита — так же, как для каменного угля — этот коэфициент = 0, а для антрацита = 75.

Интересно отметить также присутствие в шунгском месторождении таких относительно редких минералов, как стронцианокальцит и гюмбелит, из которых последний был обнаружен и описан В. М. Тимофеевым (*10*). Упомянутые минералы развиты здесь в тонких жилках, совместно с кварцем, кальцитом, пиритом и шунгитом.

13. Промышленная характеристика шунгита. Опыты промышленного использования шунгита показали возможность применения второй и третьей разностей в качестве топлива, при устройстве усовершенствованных топок, дающих максимальный доступ воздуха (сильное дутье).

Технические испытания показали способность шунгита графитизироваться. На некоторых свойствах шунгита, показывающих его близость, с одной стороны, к графиту, а с другой — к углю основывается возможность его использования в электропромышленности и телефонии.

Черные шунгитоносные сланцы показывают хорошие качества как строительный и декоративный материал.

14. Генезис шунгита. Генезис шунгита освещается наблюдениями А. А. Иностранцева (*3*), Контковича (*5*, *6*)

и особенно В. М. Тимофеева (*13*, *14*). Эти наблюдения показывают, что шунгит наиболее богатой углеродом первой разности в своем образовании тесно связан с рядом минералов, для которых жильный характер образования представляется несомненным.

Шунгит первой разности парагенетически связан с кальцитом, стронцианокальцитом, пиритом и другими вторичными минералами. В нескольких случаях он встречен в жильной форме, где образование его могло произойти только путем возгона или выделения из раствора.

В связи с вопросами генезиса шунгита представляет большой интерес находка В. М. Тимофеевым первой чистой разности шунгита в пустотах шаровых лав на мысе Педра-Кара в окрестностях острова Суисари. Шунгит здесь, наряду с кварцем, выполняет сфероидальные газового происхождения пустоты внутри шаров лавы. Его химический анализ подтвердил полное тождество с шунгитом первой разности шунгского месторождения (*13*).

Кроме того на мысе Педра-Кара шунгит принимает участие в составе агатов, которые дают контрастное чередование светлых зон кварца, кварцина и халцедона с черным шунгитом.

Наблюдения всех вышеупомянутых авторов в шунгском месторождении показывают, что, в случае своего отложения в пустотах, шунгит первой разности претерпел значительное сокращение объема с образованием многочисленных трещин, позже выполненных вторичными минералами. Это явление рассматривается В. М. Тимофеевым как результат сокращения объема первоначально жидкого битума. Тот же автор на основании изучения агатов с шунгитом приходит к выводу о низкотемпературном образовании шунгита. Суммируя свои наблюдения, В. М. Тимофеев приходит к заключению о принадлежности шунгита к ряду твердых битумов, среди которых шунгит представляет соединение наиболее богатое углеродом и близкое к антраксолиту. Так как произведенные Л. А. Ипостранцевым анализы показывают, что состав углистого вещества в различных породах шунгского месторождения одинаков и вторая и третья разности шунгита отличаются количеством минеральных примесей (зольного вещества), то представляется вероятным взгляд на

шунгитовые породы как на толщу битуминозных пород (*13*, стр. 117—118). Чистая первая разность шунгита образована, вероятно, при воздействии на черные углеродсодержащие сланцы диабазовых интрузий, существование которых установлено многими буровыми скважинами в месторождении. При этом углеродистые соединения проникали в трещины и пустоты окружающих пород, где и выделялись в жильной форме (В. М. Тимофеев).

ЛИТЕРАТУРА

1. Болдырев А. К. и Ковалев Г. А. Рентгенометрическое исследование графита, шунгита, антрацита и каменного угля. Зап. Горного института, Л., 1937.
2. Борисов П. А. Очерк геологии и полезных ископаемых Олонецкого края. 1910.
3. Иностранцев А. А. Геологический очерк Повенецкого уезда. Мат. геологии России, гл. VII, 1877.
4. Коленко Б. З. Геологический очерк Заонежья. Мат. геологии России, 1885.
5. Конткевич С. Описание месторождения антрацита с. Шунги Олонецкой губ. Горный журнал, т. III, кн. 7, 1878.
6. Конткевич С. Шунгский антрацит. Зап. Росс. Минер. общ., 2 серия, ч. 14, 1879.
7. Крыжановский В. И. Геохимия месторождений шунгита. Минеральное сырье, № 10—11, 1931.
8. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Олонецкая диабазовая формация. Тр. СПБ. общ. естеств., т. XIX, 1888.
9. Судовиков Н. Г. Геологические наблюдения в северной части Заонежья. Географический вестник, вып. 3—4, Л., 1925.
10. Тимофеев В. М. О гюмбелите из окрестностей с. Шунги. Тр. Лен. общ. естеств., т. LV, вып. 1, 1925.
11. Тимофеев В. М. Месторождения медных руд Заонежья. Изв. Лен. геолого-гидро-геодезич. тр., № 2, 1934.
12. Тимофеев В. М. Оленеостровское месторождение барита на Онежском озере. „Поверхность и недра“, № 7—9, т. IV, 1926.
13. Тимофеев В. М. К генезису прионежского шунгита. Тр. Лен. общ. естеств., т. LIII, вып. 4, 1924.
14. Тимофеев В. М. Петрография Карелии. Петрография СССР, сер. I, вып. 5, 1935.
15. Харитонов Л. Я. О деталях складчатости известняков южного Оленьего Острова на Онежском озере. Сборник № 1 Лен. геол. тр., 1936.
16. Ramsay W. Om de prekambriska formationerna den Sydöstra delen af Fennoskandia. Geol. Föreп. i Stockh., Förh. 24, 1902.

17. Ramsay W. Ueber die präkambrischen Systeme in östlichen Teile von Fennoskandia. Centralblatt, für Min., № 2, 1907.
18. Ramsay W. Beiträge zur Geologie der präkambrischen Bildungen in Gouvernement Olonez. „Fennia", 22, № 7, 1904—1905.

ЭКСКУРСИЯ В РАЙОН ПОЛУОСТРОВА ЗАОНЕЖЬЕ

Путь на пароходе от острова Суисари в село Шунгу огибает южную, восточную и частью северную стороны полуострова Заонежье. В южной части он проходит среди архипелага островов, сложенных главным образом диабазами. Некоторые из этих островов сложены черными глинистыми сланцами (например, Кижский и частью Климецкой) и известняками Онежского отдела (Оленьи острова). Восточные берега полуострова Заонежье низменны с редкими выходами диабазов. В окрестностях дер. Кузаранды здесь встречен выход доломита. С северной стороны берега Заонежья сложены диабазами и глинистыми сланцами (онежский отдел).

В районе села Шунга осматривается месторождение шунгита, в 2 *км* от пристани.

В восточном карьере месторождения в основании разреза обнажена слоистая полого залегающая толща шунгита, нарушенная складками и мелкими сбросами. Верхняя часть этого разреза представляет собой зону смешанных пород (шунгитовые сланцы, доломиты), образованную при тектонических движениях (с запада на восток?) (см. рис. 6 и 7). Северный карьер дает разрез зоны движения, в которой наблюдаются будинаж — структуры и зона смешанных пород; в последней видны текстуры обтекания шунгитовыми сланцами заключенных блоков черного доломита (см. рис. 6 и 7).

В основании разреза залегает шунгит II и III разностей.

VII. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК РАЙОНА ЧЕБИНО—ПОКРОВСКОЕ

Л. Я. ХАРИТОНОВ

1. Началом систематических исследований протерозоя Карелии явилась работа А. А. Иностранцева (1877 г., *4*). Им приписывался кварцитовой и доломитовой формациям Карелии палеозойский возраст. В. Рамсей (1902—1906 гг., *13*) доказал докембрийский возраст этих формаций и предложил расчленение протерозоя на калевийский, ятулийский и онежский отделы.

Эскола (*8*) объединил калевий и ятулий в карельскую формацию.

С 1909 по 1935 гг. карельская формация систематически изучалась В. М. Тимофеевым. Согласно его представлениям, карельская формация разделялась на два отдела: Сегозерский и Онежский.

Песчаники западного берега Онежского озера Рамсеем и В. М. Тимофеевым рассматривались как иотнийские образования (*6*).

2. Район Чебино-Покровское посещался многими исследователями: А. А. Иностранцев (*4*), Эскола (*11*), В. М. Тимофеев (*6*), Е. Н. Егорова, Ю. С. Желубовский. Южный берег Сегозера изучался Эскола (*9*), Н. А. Елисеевым (*1*) и В. М. Тимофеевым (*7*).

Настоящая статья является обзором результатов двухлетних исследований автора в области онего-сегозерского водораздела (1934 и 1935 гг.) (рис. 8; см. также геологическую карту, рис. 13).

3. В состав комплекса пород нижнего протерозоя в районе Чебино — Покровское входят конгломераты, кварциты, серицитовые сланцы, доломиты и метаморфизованные эффузивные диабазы. Подчиненное значение имеют метаморфизованные интрузивные диабазы, граниты, кварцевые кератофиры (?) и серпентиниты.

Кварциты, сланцы, доломиты и метадиабазы развиты широко в районе р. Кумсы, где ими образована складчатая структура, имеющая общее простирание запад-северо-за-

Рис. 8. Схема маршрута Чебино — Покровское.

над — восток-юго-восток. Там, где складчатая структура глубоко эрродирована, кварциты и налегающие на них метадиабазы образуют формы замкнутых изолированных синклинальных складок.

В промежутках между ними (т. е. в антиклиналях) выступают граниты архейского основания, мигматизированные молодым гранитом, образующим здесь же малые плутоны.

На участке между оз. Н. Кумчозером и ручьем Койваоя располагается зона кварцитов и зеленокаменных сланцев северо-восточного простирания, имеющая тектонический контакт с складчатым протерозоем р. Кумсы на востоке и с архейским гранитом на западе.

4. Стратиграфическая последовательность нижнепротерозойских образований в районе Чебино — Покровское охватывает два седиментационных цикла, разделенных несогласием, два периода вулканизма, две фазы дислокаций, сопровождавшихся интрузивной деятельностью.

Первый цикл седиментации, породы которого именуются в последующем изложении сегозерским отделом (фацией) карельской формации (ятулий), отделен несогласием от архейского фундамента. Он содержит мощную толщу супракрустальных образований, представленных кварцитами, внутриформационными конгломератами, сланцами и доломитами. Осадочные породы сопровождаются эффузивными метадиабазами и частью небольшими гипабиссальными интрузиями габбро-диабазов.

Породы первого цикла седиментации подверглись складкообразованию первой фазы посткарельского диастрофизма. К ней приурочены интрузии микроклиновых гранитов, образовавших небольшие конформные со складками плутоны в антиклиналях складчатой кумсинской структуры. Эти граниты мигматизируют архейское гранитное основание и метадиабазы сегозерского отдела.

Породы второго цикла седиментации карельской формации представлены в районе мощными полимиктовыми конгломератами Чебино и основными эффузивами, частью цементирующими конгломераты.

Сегозерский отдел карельской формации представлен образованиями эпиконтинентального типа, собранными в складки северо-западного простирания в первую фазу посткарельского диастрофизма.

Последние были выравнены и также перекрыты более молодыми осадочными породами (конгломераты Чебино).

В период второй фазы посткарельского диастрофизма образования второго периода седиментации были собраны в складки, а карелиды первой фазы складкообразования, вероятно в то же время перемещались целыми глыбами, образуя надвиги. Вместе с ними на породы карельской формации были надвинуты глыбы гранитов архея.

С периодом второй фазы посткарельского диастрофизма вероятно связано внедрение по плоскостям надвигов кварцевых кератофиров (?) и серпентинитов.

5. Супракрустальные образования сегозерского отдела. Базальные сланцы. Осадочные породы сегозерского отдела залегают на архейском кристаллическом основании, разделяясь зоной выветрелых гранитов. В последних близ контакта с кварцитами и в непосредственном контакте полевошпатовая составная часть породы разложена в кальцит-серицитовую чешуйчато-зернистую массу, заполняющую таблицы плагиоклаза. Степень разложения плагиоклаза уменьшается с удалением от контакта с кварцитами, и порода постепенно переходит в нормальный гранит. Мощность зон выветрелых гранитов достигает 1,5—2 *м* (ручей Кюльмяс в юго-западной части Сегозера, дорога из дер. Келдовары в дер. Медвежью Гору). Иногда зона выветрелого гранита имеет сланцеватую текстуру, и тогда на границе между кварцитом и гранитом мы имеем базальные сланцы. Переходы от базальных сланцев к серицитовым кварцитам весьма постепенны, так что граница между ними трудно уловима.

На полдороге между дер. Келдовара и дер. Медвежья Гора в нескольких стах метрах к югу от дороги, в основании обрыва кварцитов наблюдается разрез, в котором устанавливаются соотношения кварцитовой толщи с архейским гранитом. Мощность базальных сланцев здесь более 10 *м*. Разложенные граниты постепенно сменяются осланцованными породами, в которых среди серицитовой массы неправильно располагаются группы зерен кварца, так же, как они обычно расположены в граните. Среди данных пород встречаются и аркозы с неокатанными угловатыми зернами кварца и полевого шпата, причем последний, очень часто сохраняя контуры зерна, нацело переходит в серицит. В аркозах были встречены гальки кварца и гранита. Гранит из галек также сильно разложен.

Выше базальных сланцев залегает белый и зеленовато-белый кварцит, состоящий из окатанных зерен кварца, цементированных серицитовой чешуйчатой массой.

Подобный характер базальных образований сегозерского отдела наблюдался еще в нескольких пунктах данного района, а также на Сегозере.

Все это указывает на то, что седиментация первого периода и ей предшествующее время характеризуются такими

Район Чебино — Покровское	Южный берег Сегозера (рис. 9)
Доломиты.	Доломиты. Мощность неизвестна.
Темнокоричневые аркозы, переслаивающиеся с глинисто-серицитовыми и частью карбонатсодержащими сланцами. Мощность неизвестна.	Тонкие прослои конгломератов из пластинчатой гальки красных и серых сланцев, сцементированных доломитом. Переслаивание доломитов с красными глинисто-серицитовыми сланцами (знаки ряби, многоугольники усыхания, косая слоистость) (рис. 10).
Темносерые и серые грубозернистые кварциты с прослоями галечника.	Серые кварцевые и частью аркозовые песчаники. Мощность 115 *м*.
Метамандельштейны.	Метадиабазы и порфириты, шаровые лавы.
	Серые грубозернистые серицитовые кварциты с обломками и галькой глинисто-серицитовых сланцев. Косая слоистость. Мощность 38 *м*.
Белые и зеленовато-белые серицитовые кварциты с прослоями кварцевых конгломератов в низах и в верхах горизонта. Прослойки и обломки серо-зеленых глинисто-серицитовых сланцев. Косослоистые пласты. Местами (д. Плакковара) толща кварцитов разделена метамандельштейнами.	Метапорфириты и мандельштейны. Мощность 30—200 *м*.
	Грубозернистые серицитовые кварциты с косой слоистостью; прослои глинистых сланцев. Пропластки кварцевых конгломератов и галечников. Мощность 104 *м*.
Общая мощность кварцитов 200—300 *м*.	Тонкозернистые кварциты (зернаи цемент-кварцевые). Мощность 120 *м*.
	Грубозернистые зеленовато-серые кварциты с косослоистыми слоями и прослоями глинистых сланцев. Мощность 70 *м*.
	Кварциты и конгломераты с галькой кварца и кварцита. Мощность 12 *м*.
Базальные слои.	Базальные слои.

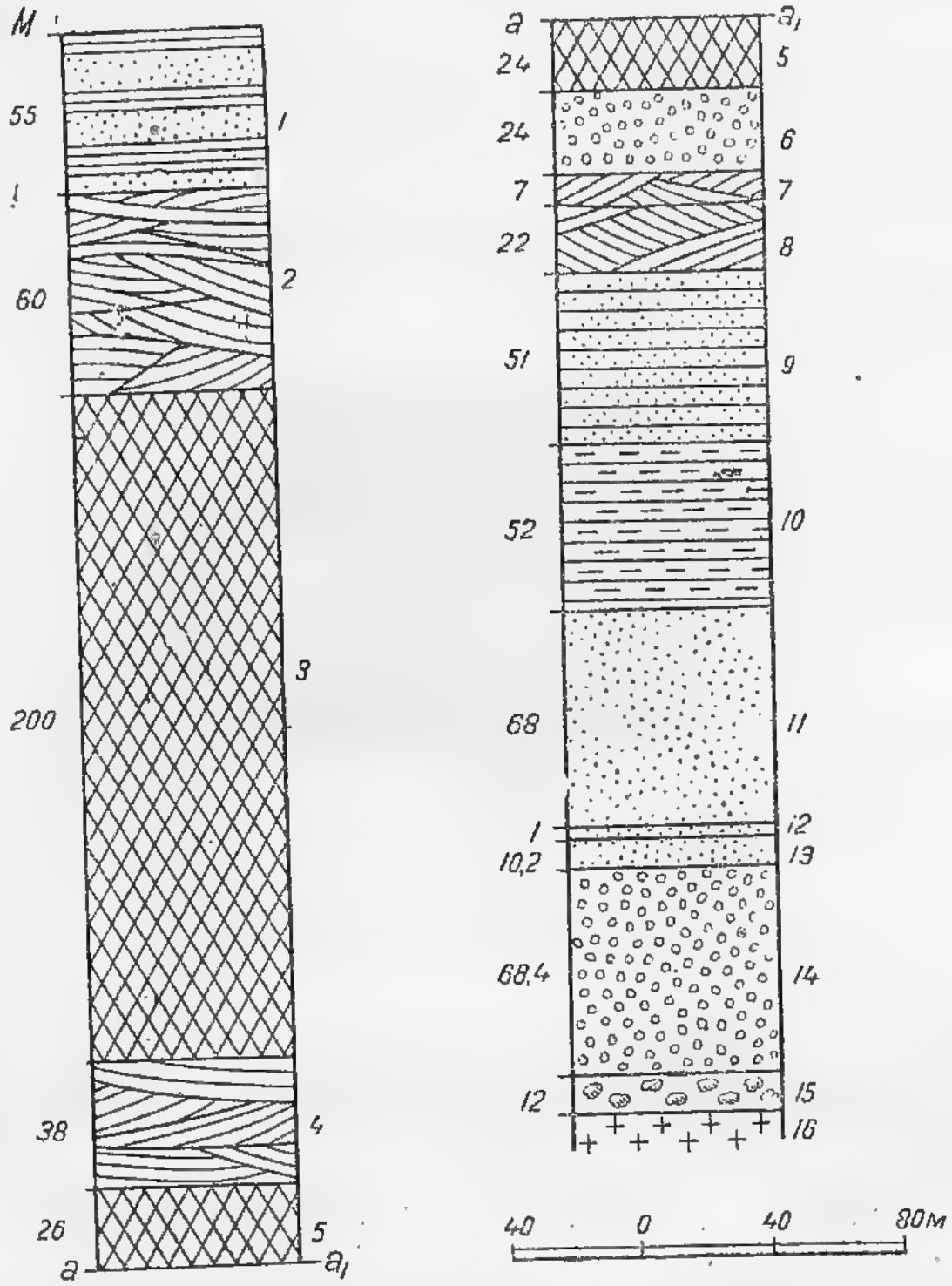

Рис. 9. Нормальный разрез протерозоя района Сегозера.

1 — красный кварцевый песчаник с прослойками красных серицитовых сланцев с примесью карбонатов; *2* — грубозернистый песчаник с прослойками коричневых серицитовых сланцев; *3* — сильно эпидотизированный метадиабаз; *4* — серый грубозернистый кварцевый песчаник с обломками серицитовых сланцев; *5* — афанитовый метадиабаз; *6* — грубозернистый кварцевый песчаник с обломками серых серицитовых сланцев; *7* — кварцевый песчаник с отчетливой косой слоистостью; *8* — кварцевый песчаник с неясной косой слоистостью; *9* — кварцевый песчаник с грубой слоистостью; *10* — кварцит с тонкой слоистостью; *11* — сливные кварциты; *12* — мелкозернистый кварцевый песчаник; *13* — мелкозернистый кварцевый белый песчаник; *14* — грубозернистый песчаник; *15* — конгломерат с галькой кварца и кварцита; *16* — гранит.

физико-географическими, а следовательно и климатическими, условиями, при которых происходило главным образом химическое выветривание архейского основания. Этим объясняется, как правило, отсутствие базальных конгломератов в основании толщи, так как галька гранитов подвергалась полному разложению.

6. Выше базальных слоев залегает свита кварцитов, пере-

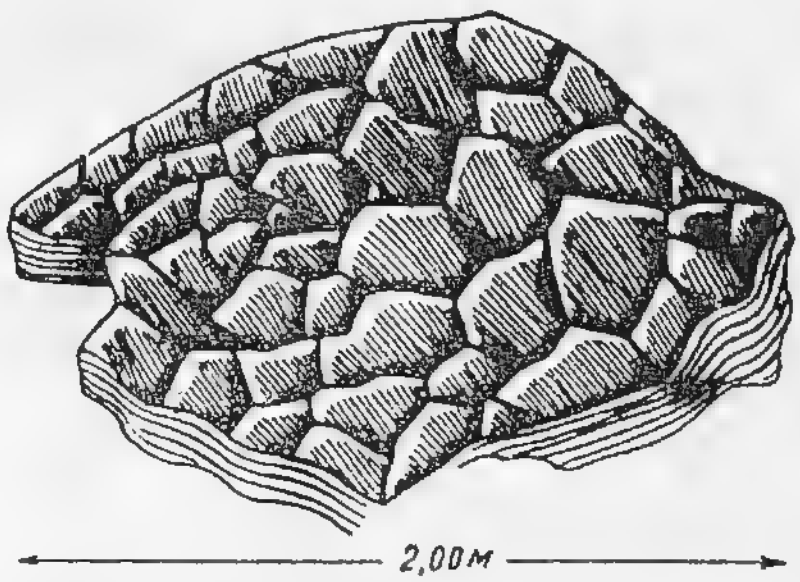

Рис. 10. Многоугольники усыхания в кварцитах сегозерского отдела.

межающихся с метадиабазами. На стр. 64 дается разрез этой свиты для разбираемого здесь района и проводится сопоставление с наиболее полным и лучше всего изученным автором разрезом сегозерского отдела в районе южного берега оз. Сегозера.

Приведенные разрезы в общем показывают большое сходство как в порядке напластования, так и в литологическом составе свит. Из данных разрезов вытекает, что седиментация происходила в эпиконтинентальных условиях, где береговая линия неоднократно перемещалась (или изменялась скорость потоков, приносивших осадки). Следствием ритмичности в отложении осадков является частая смена грубозернистых песчаников, конгломератов и галечников литторальной фации более глубоководными тонкозернистыми песчаными и глинистыми осадками прибрежной зоны.

Если в составе нижних пластов толщи господствующим является терригеновый материал, возникший за счет раз-

рушения архейских гранитов материка, то в верхах толщи терригеновый материал постепенно сменяется карбонатными породами.

В соответствии с этим можно выделить доломито-сланцевую фацию, образование которой происходило в обстановке, отличной от фации литоральных песчаников и конгломератов, но также в прибрежной области.

Особенности, присущие осадочным породам сегозерского отдела (нижнего ятулия), известны также в соседней Финляндии. Так, Метцгером (*12*) описаны подобные же базальные сланцы в области озера Суоярви. Толща серицитовых кварцитов, содержащая слои внутриформационных кварцевых конгломератов и галечников, чрезвычайно близка подобным же образованиям области Каинуу (Kainuu), где Вайрименом (*15*) они описаны под наименованием фации Каинуу (эпиконтинентальные отложения ятулия).

7. Метадиабазы. Заслуживает внимания перемежаемость кварцитов с метадиабазами. На Сегозере эти породы были изучены Эскола (*9*) и позднее Н. А. Елисеевым (*1*). Последним установлено, что метадиабазы (спилиты по Н. А. Елисееву) являются эффузивными породами. К такому же заключению после своих исследований пришел и автор данной статьи.

Замечательна приуроченность лавовых излияний к перподам регрессии моря, что хорошо устанавливается на данных разреза по южному берегу Сегозера (см. рис. 9).

Поэтому вероятно предположение, что пароксизмы вулканической деятельности находились в прямой связи с движениями в течение цикла седиментации.

В районе Чебино, к югу от р. Кумсы, метадиабазы залегают в форме широкой полосы, суживающейся на запад-северо-запад у дер. Плакковара. Геологическое положение этих метадиабазов определяется достаточно хорошо, как пород, подстилающих базальные конгломераты Чебино и входящих в состав их галек.

По дороге в дер. Остречье эти метадиабазы секутся пегматитовыми жилами молодого гранита. Соотношения данных метадиабазов с архейскими гранитами неясны.

В данном же районе метадиабазы широко развиты в форме покровов, налегающих на нижний пласт кварцитов сегозер-

ского отдела. Второй покров метадиабазов, известный в сегозерском разрезе, имеется здесь лишь в синклинали в долине р. Кумсы так же, как и верхние члены осадочной свиты сегозерского отдела. К югу от р. Кумсы эта часть разреза денудирована, так как эта область была тектонически приподнята.

Большая часть метадиабазов относится к разновидностям с миндалекаменной структурой и к порфиритам. Главными минералами метадиабазов являются актинолитовая роговая обманка и альбит, т. е. минералы постериорные, соответственно образовавшиеся из пироксена и основного плагиоклаза. В порфиритах вкрапленники представлены теми же минералами. Также к постериорным минералам относятся постоянно присутствующие в породе эпидот, хлорит, биотит и др. Весьма обычны титано-магнетит и лейкоксен, а также гематит. В метадиабазах в контакте с молодыми гранитами наблюдается интенсивное замещение амфибола биотитом. Минеральные ассоциации диабазов вполне соответствуют метаморфической фации зеленых сланцев Эскола (*10*).

Альбит-роговообманковые габбро-диабазы с прекрасно выраженной офитовой структурой имеют место в районе р. Кумсы. Они трактуются нами как интрузивные залежи, прорывающие доломитовую толщу сегозерского отдела. Петрографически эти породы близки к габбро-диабазам района Койкар и Пудожской горы, где с ними связаны сегрегации титано-магнетита. В. М. Тимофеев (*6*) находил возможным рассматривать данные габбро-диабазы как глубокие части эффузивов (корни, питающие эффузивы).

8. Базальные конгломераты Чебино. Полимиктовые конгломераты широкой полосой протягиваются от дер. Плакковара на запад-северо-запад до ст. Медвежья Гора на восток-юго-восток. Еще А. А. Иностранцевым (*4*) и позднее Эскола (*11*) были отмечены эти породы в районе дер. Чебино. Эскола указывал, что полимиктовые конгломераты Чебино, так же как деревень Сельги и Койкары, следует рассматривать как образования тиллитовые и не свойственные ятулию. Он предложил выделить их в сариолийский (Sariolian) ярус. По мнению Вайринен (*14*), сариолийский ярус (фация) древнее, чем ятулий. Согласно моим наблюдениям, чебинские (кумсинские) полимиктовые конгло-

мераты залегают на размытой поверхности пород сегозерского отдела, отождествляемых нами с нижним ятулием. Конгломераты подстилаются на большом протяжении различными породами сегозерского отдела: метадиабазами, кварцитами (поселок Падун) (рис. 11) и постсегозерскими гранитами. Последнее важно в том смысле, что базальные конгломераты, являясь образованиями межформационными, залегают на денудированной поверхности прежней тектонической структуры первой фазы складкообразования.

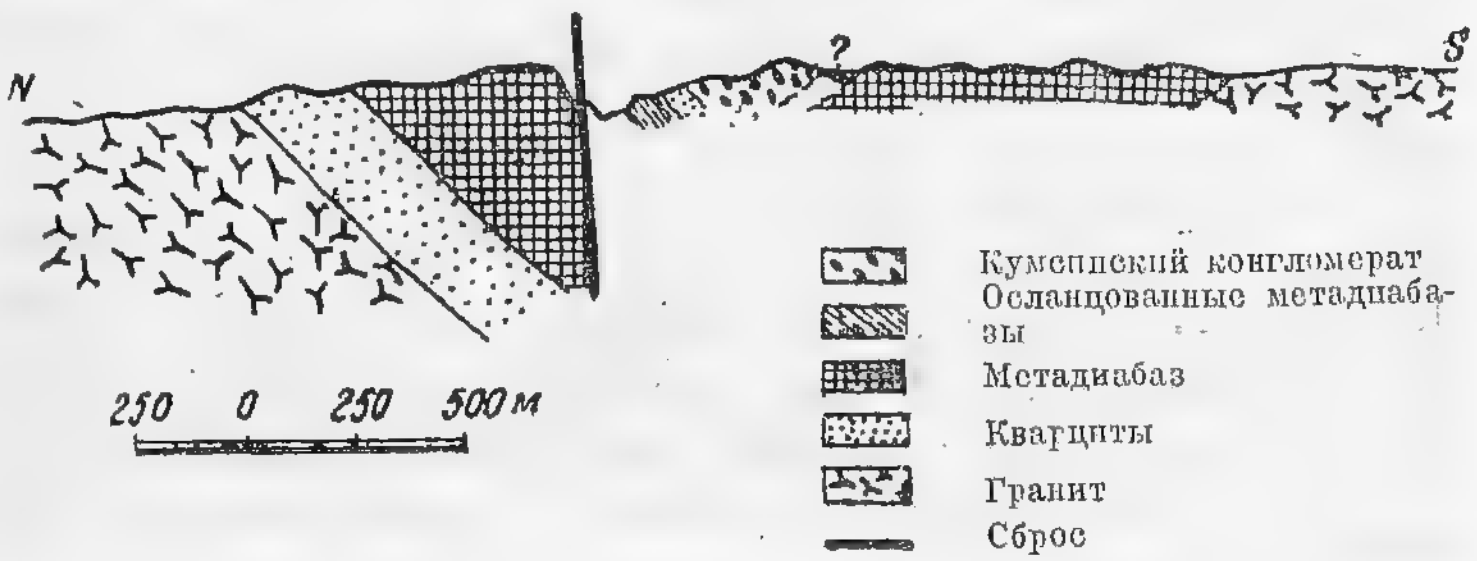

Рис. 11. Разрез через р. Кумсу в окрестностях поселка Падун.

Таким образом, данные конгломераты показывают не только перерыв в отложениях между двумя отделами карельской формации, но и вскрывают фазы складкообразования карелид.

В составе галек, валунов и обломков конгломерата содержатся метадиабазы (порфириты и мандельштейны), кварциты и граниты. Количество галек той или иной породы находится в прямой зависимости от подстилающей породы: на метадиабазах залегают конгломераты, содержащие, главным образом, гальку метадиабазов, на гранитах — гальку гранитов и на кварцитах — кварцитов. Размеры фрагментов конгломерата колеблются от мелких галек до огромных валунов (1—1,5 *м*). Галька и валуны не всегда хорошо окатаны и часто имеют угловатую форму. Это зависит как от местного происхождения фрагментов конгломерата (малый перенос), так и от позднейших тектонических явлений (раздробление конгломератов). В этих случаях полимик-

товые конгломераты могут быть названы конгломерато-брекчиями.

Цементирующая масса конгломератов представлена, главным образом, эффузивным диабазом (в верхах толщи) и в меньшей степени осадочной породой (кварцит) и туфогенным материалом. Цементация рыхлого материала диабазовыми эффузивами является характерной чертой кумсинского конгломерата. Это послужило поводом для некоторых исследователей (Ю. С. Неуструев и Н. В. Альбов, *5*) рассматривать их как туфобрекчии.

Исследования автора в отношении залегания пород, состава галек и цемента не оставляют сомнений в том, что данные образования являются конгломератами.

О мощности метадиабазовых эффузивов, цементирующих конгломераты, судить трудно, так как верхи разреза здесь отсутствуют. Важно лишь отметить, что вслед за скоплением рыхлого материала последовали излияния основных пород. Эти метадиабазы должны поэтому рассматриваться как породы, относящиеся к серии конгломератов Чебино.

Замечательной чертой конгломератов является хорошая сохранность гранитных галек, что сразу же отличает базальные образования Чебино от подобных же сегозерского отдела.

Этот факт указывает на различные климатические условия разных эпох. Эскола (*11*) первый обратил на это внимание и указал на тиллитовый характер конгломератов и при этом подчеркнул необходимость выделения их в особый сариолийский ярус, более древний, чем ятулий.

Если достаточно справедливо выделение чебинских полимиктовых конгломератов в сариолийский ярус, то положение его в разрезе карельской формации, по крайней мере в пределах разбираемого района, по мнению автора, следует определять стратиграфически выше сегозерского отдела[1].

9. Интрузивные породы карельской формации появляются в связи с тектоническими движениями. Сюда относятся малые плутоны микроклиновых порфировидных гранитов, время внедрения которых соответствует

---

[1] См. примечание редактора в конце этой статьи.

первой фазе посткарельского диастрофизма. Эллиптической формы интрузии гранитов обладают небольшими размерами и появляются в размытых антиклиналах кумсинской складчатой зоны. Вмещающие породы — мигматиты — имеют резко выраженную параллельно-полосчатую текстуру. В самих гранитах темноцветные минералы и порфировидные вкрапленники ориентированы в том же направлении, как и параллельно-полосчатая текстура в мигматитах. Этому же направлению соответствует ориентировка эллиптической формы плутонов гранита и простирание складчатых структур первой фазы диастрофизма. Все это позволяет рассматривать интрузии гранитов как синкинематические внедрения. Они происходили в тектонически активной среде. Изолированно расположенные гранитные тела среди мигматитов этого района можно рассматривать как фронтальные выступы больших интрузивных масс, вскрытые неглубокой эрозией в антиклиналах складчатой структуры. Молодые граниты мигматизировали архейские граниты фундамента карельской формации. Имели место также явления ассимиляции зеленокаменных пород карельской формации, вследствие чего появились разнообразные биотитовые и роговообманковые гнейсы.

Из данных тектонического изучения района следует, что микроклиновые граниты являются синхронными с первой фазой посткарельского диастрофизма и что они моложе пород сегозерского отдела карельской формации и древнее, чем конгломераты Чебино, так как последние содержат гальку этих гранитов и непосредственно на них налегают. Известно несколько обнажений в районе Чебино — Покровское, подтверждающих предположение о том, что существует гранит моложе метадиабазов сегозерского отдела. До сих пор нигде в южной Карелии мы не знаем фактов, которые бы противоречили высказанному выше положению.

10. Аллохтонная зона, кварцевые кератофиры и серпентиниты. Между оз. Н. Кумчозером и ручьем Койваоя располагается аллохтонная зона пород северо-восточного простирания. В составе комплекса содержатся актинолитовые и хлоритовые сланцы, метадиабазы, кварциты и милониты кварцевых кератофиров. Эти породы вполне соответствуют аналогичным образованиям сегозер-

ского отдела. Зеленокаменные породы здесь в зонах надвигов изменены в хлоритовые сланцы.

Среди них имеется интрузия милонитизированных кварцевых кератофиров, залегающая вполне согласно с плоскостями надвигов. На северо-востоке интрузия выклинивается в районе водопада Бугма, а на юго-западе в — районе Орехозера.

Милониты кварцевых кератофиров представляют собой тонкосланцеватые породы серого цвета, состоящие в основной массе из мельчайших зерен кварца, полевого шпата и чешуй слюды. Вкрапленники представлены плагиоклазом (альбитом и олигоклазом), кварцем и микроклином (реже). Как правило, вкрапленники весьма сильно катаклазированы.

Нижняя возрастная граница кварцевых кератофиров ясно устанавливается по отношению к метадиабазам аллохтонной серии сегозерского отдела. Кварцевые кератофиры содержат ксенолиты метадиабазов и секут их жилами. Менее ясна верхняя граница.

По мнению автора, кварцевые кератофиры описываемого района следует рассматривать как внедрения между тектоническими чешуями, синхронными со второй фазой складчатости. Это подтверждается как формой интрузии, так и ее положением на границе надвинутых чешуй.

К югу от Н. Кумчозера среди тектонических чешуй пород карельской формации и в зоне тектонического контакта глыбы архейских гранитов с аллохтоном карелид встречены интрузии серпентинитов, согласно залегающие с плоскостями надвигов. Для подобных же пород в районе оз. Сегозера Н. А. Елисеевым (*3*) установлен архейский возраст. Для серпентинитов рассматриваемой аллохтонной зоны, исходя из характера залегания их по плоскостям надвигов, автор склонен предполагать возраст, соответствующий второй фазе складкообразования. Возрастные соотношения между кварцевыми кератофирами и серпентинитами не выяснены.

11. Тектоника карелид. В районе Чебино—Покровское породы карельской формации собраны в серию складок, простирающихся в направлении от почти широтного до северо-западного. Наблюдаемые на современном эрозионном срезе складчатые структуры являются глубокими корнями горного сооружения, созданного в период первой фазы

посткарельского диастрофизма. Особенно глубоко эродированы складки к югу от р. Кумсы в поднятом крыле складчатой зоны. Причиной этого поднятия, видимо, является сброс по простиранию, установленный по присутствию тектонической брекчии выше оз. Маткозеро. Следствием глубокой эрозии появляется разобщенность синклинальных складок мигматизированными гранитами архейского фундамента. Здесь, как видно на прилагаемой карте (см. рис. 13), кульминация

Рис. 12. Блок-диаграмма района с. Покровское.

Составил Л. Я. Харитонов.

1 — кварцевые порфиры и кератофиры; *2* — мигматиты посткарельского гранита; *3* — посткарельский гранит; *4* — интрузивный метагаббро-диабаз; *5* — хлоритовые сланцы; *6* — актинолитовые сланцы; *7* — метадиабазы; *8* — доломиты и серицитовые сланцы; *9* — кварциты; *10* — плагиомикроклиновый гранит; *11* — олигоклазовый гранит; *12* — сброс (кумсинский); *13* — надвиги.

осей происходит в замыкании складок, в депрессиях же выходят более молодые слои.

К западу от складчатой зоны р. Кумсы расположена другая зона пород карельской формации северо-восточного простирания, тектонически несогласно соприкасающаяся с кумсинской зоной (см. блок-диаграмму, рис. 12). Эта вторая зона состоит из серии тектонических чешуй. Последовательно с запада на восток на автохтон карелид северо-западного простирания надвинуты чешуи актинолитовых сланцев, складчатая (синклинальная) чешуя кварцитов и

метадиабазов и, наконец, глыба архейских гранитов. Между чешуями актинолитовых сланцев залегают милониты кварцевых кератофиров. Все породы в контактах весьма интенсивно милонитизированы. Наибольшие зоны милонитизации имеются в основании гранитной глыбы (дер. Покровское).

На юг-юго-запад аллохтонная серия протерозоя прослежена на 40 *км*. Анатомия этой части аллохтона еще более сложная.

Заключение

В районе Чебино — Покровское внутри карельской формации имеется несогласие, позволяющее расчленить ее на нижний сегозерский отдел (нижний ятулий) и верхний ярус, представленный конгломератами Чебино. Конгломераты Чебино залегают на размытой поверхности древней структуры карелид (первой фазы складчатости).

С первой фазой складчатости связаны синкинематические интрузии гранитов.

Эпиконтинентальные отложения сегозерского отдела были собраны в складки и глубоко эродированы, ранее чем началось образование конгломератов Чебино.

Ранее дислоцированные породы сегозерского отдела и граниты архейского основания, в период второй фазы диастрофизма перемещались по плоскостям разрывов как отдельные чешуи. Вероятно, с этой тектоникой связано внедрение кварцевых кератофиров и серпентинитов.

Примечание редактора. Важный вопрос о стратиграфическом положении конгломератов Чебино в серии карельских образований, а также вопрос об их генезисе, являются спорными и подлежат дискуссии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Елисеев Н. А. О Сегозерских спилитах. Зап. Росс. минералог. общ., ч. 57, вып. 1, 1928.
2. Елисеев Н. А. Гранито-гнейсовая формация Сегозерского района в Карелии. Тр. Лен. общ. естеств., т. IX, вып. 4, 1929.
3. Елисеев Н. А. О месторождениях горшечного камня на Сегозере. Зап. Русск. минерал. общ., ч. 57, 1929.
4. Иностранцев А. А. Повенецкий уезд и его рудные месторождения. Матер. для геологии России, т. 7, 1877.

5. Неустроев Ю. С. и Альбов П. В. К вопросу о Повенецком рудном валуне. Изв. Лен. геол.-гидр.-геодез. тр., № 4—5, 1934.
6. Тимофеев В. М. Петрография Карелии. Акад. наук СССР, 1935.
7. Тимофеев В. М., Елисеев Н. А. и Белоусова В. Т. Материалы по геологии и полезным ископаемым Карелии. Изд ЦСНХ Акад. наук, 1927.
8. Eskola P. Petrographische Charakteristik der Kristallinen Gesteine Finnlands, Fortschritte der Mineralogie etc., Bd. 11, Jena, 1927.
9. Eskola P. The Mineral Development of Basic Rocks in the Karelian Formation. Fennia 45, № 19, 1925.
10. Eskola P. The Mineral Facias of Rocks. Norsk. Geol. Tidsskr., 6, 1920.
11. Eskola P. Huvuddragen av Onega-Karelens Geology. Meddel fran Geol. fören. Helsingfors, 1919.
12. Metzger A. Die jatulischen Bildungen von Suojarvi in Ostfinnland. Bull. de la com. Géol. de Finnl., № 64, 1924.
13. Ramsay W. Über die Präkambrischen Systeme im östlichen Teill von Fennoscandia. Centralblatt für Min. etc., № 2. 1907.
14. Väyrynen H. Über die Stratigraphie der Karelischen Formationen. Bull. de la Com. Géol. de Finnl., № 101, 1933.
15. Väyrynen H. Geologische und Petrographische Untersuchungen im Kainuu Gebiet. Bull. de la Com. Géol. de Finnl., № 78, 1928.

ЭКСКУРСИЯ В РАЙОН ЧЕБИНО—ПОКРОВСКОЕ [1]

Ст. Медвежья Гора

1. В районе Медвежьей Горы развиты древние террасы северного берега Онежского озера, врезанные в мощную толщу флювио-гляциальных песков громадной маргинальной дельты нижнего течения р. Кумсы.

Судя по находкам фауны полярных моллюсков (*Astarte borealis* Ch., *Saxicava arctica* L.), встреченным в гравии верхней террасы (90—95 *м* над ур. моря), можно думать, что последняя обязана своим происхождением волноприбойной деятельности позднеледникового моря (трансгрессия Portlandia). Террасы, располагающиеся ниже, принадлежат Онежскому озерному бассейну, постепенно понижавшему свой уровень на протяжении послеледниковой эпохи.

---

[1] Путеводитель данной экскурсии составлен Б. Ф Земляковым и Л. Я. Харитоновым.

Из них терраса, возвышающаяся на 74—76 *м* над ур. моря, имеет следы стоянки человека с инвентарем, напоминающим стоянки „арктического палеолита" норвежских и финских исследователей и потому может быть сближена со временем трансгрессии Pholas на берегах Арктического океана. Более низкие террасы с отметками 50—55 *м* над ур. моря датируются многочисленными позднепеолитическими стоянками с ямочно-гребенчатой керамикой, соответствующими суббореальному периоду, и знаменуют собою последние этапы развития Онежского озера.

Дорога из Медвежьей горы в дер. Чебино

2. 7 *км*. К северу от дороги, на левом берегу Кумсы, обнажаются метамандельштейны. По данным буровой скважины метамандельштейны подстилаются кварцитами. Последние переходят в базальные сланцы, залегающие на архейском граните.

Свита целиком относится к сегозерскому отделу, слагая крыло кумсинской синклинали, падающее на юг (см. карту, рис. 13).

3. 16 *км*. На правом берегу р. Кумсы выходят метадиабазы и залегающие на них кварциты сегозерского отдела. Породы простираются на северо-запад 275° и падают на юг под углом 75°. Эта толща является частью того же крыла синклинали, разорванной по простиранию сбросом, расположенным в долине р. Кумсы.

4. Остановка 1-я. Поселок Падун. Сегозерские отложения здесь, на левом берегу р. Кумсы, представлены тем же самым разрезом, что и у 7 *км*. В долине р. Кумсы буровыми скважинами установлены более верхние слои — кварцево-серицитовые сланцы и доломиты. На правом же берегу р. Кумсы наблюдается тот же разрез, что и у 16 *км*.

С южной стороны дороги на кварциты Сегозерского отдела непосредственно налегают полимиктовые конгломераты. Толща конгломератов слагает высокий кряж широтного простирания. На северном склоне и на вершине кряжа фрагменты конгломерата состоят из валунов и гальки кварцита, метадиабаза и гранита. Цемент в нижних слоях толщи конгломерата (у контакта с кварцитами) представлен темным кварцитом и породой, по составу близкой к граувакка м.

Стратиграфически выше цемент конгломератов состоит из туфопесчаника и частью — эффузивных метадиабазов.

5. 18 *км* 400 *м*. От поселка Надуй до 18 *км* 400 *м*, дорога идет на юг, пересекая кряж конгломератов. На южных склонах кряжа галька конгломератов представлена почти исключительно метадиабазами.

6. Остановка 2-я. 19 *км* 800 *м*. У самой дороги выходят метаминдальштейны сегозерского отдела, которые подстилают конгломераты с южной стороны (см. Путеводитель, очерк VII, п. 7). Далее, до дер. Чебино, по дороге обнажаются метаминдальштейны и метадиабазы. В самой деревне выходят постсегозерские граниты.

Маршрут по дороге дер. Чебино — село Остречье

7. От дер. Чебино на протяжении 2 *км* 800 *м* маршрут пересекает снова ту же толщу метадиабазов сегозерского отдела, обнажающихся в большом количестве пунктов. Метадиабазы пересекаются пегматитовыми жилами постсегозерских гранитов (см. Путеводитель, очерк VII, п. 10).

8. 3 *км* 900 *м*. Дорога, имея направление с юга на север, вслед за метадиабазами пересекает снова тот же кряж конгломератов (см. карту, рис. 13). На южном склоне кряжа в конгломератах галька почти исключительно метадиабазовая.

4 *км*. Вершина кряжа. Конгломераты имеют полимиктовый характер.

9. Остановка 3-ья. 5 *км*. Конгломераты северного склона кряжа, непосредственно залегающие на постсегозерских гранитах. Валуны конгломерата здесь состоят исключительно из подстилающего гранита (см. Путеводитель, очерк VII, п. 8).

Возвращение в дер. Чебино и следование по дороге из дер. Чебино в дер. Покровское

10. Остановка 4-я. При выезде из дер. Чебино метадиабазы сегозерского отдела прорываются постсегозерскими гранитами. Демонстрация эруптивной брекчии.

Здесь же у 24 *км* осматриваются постсегозерские граниты.

11. Остановка 5-я. 31 *км*. Отход от дороги к югу на 500 *м*. В вертикальном обрыве обнажаются кварциты нижнего горизонта сегозерского отдела. Их подстилают кварциты,

аркозы, переходящие в базальные сланцы, залегающие на архейском граните (см. Путеводитель, очерк VII, п. 5).

12. Дер. Медвежья Гора. Обнажение метадиабазов, залегающих на нижнем горизонте кварцитов сегозерского отдела.

37 *км* 200 *м*. Обнажается контакт (верхний) кварцитов и налегающих на них метадиабазов сегозерского отдела. В контакте кварцит темносерого цвета; в метадиабазе сильная биотитизация. Далее дорога идет по простиранию кварцитов (на северо-запад-запад) северо-восточного крыла саезерской синклинали (см. Путеводитель, очерк VII, п. 11). У 40 *км* 800 *м* кварциты, простирающиеся на северо-запад-запад, сменяются почти меридионально простирающимися метадиабазами аллохтонной зоны (см. Путеводитель, очерк VII, п. 10).

13. Остановка 6-я. 43 *км*. Осматриваются выходы милонитизированных кварцевых кератофиров аллохтонной зоны. Кварцевые кератофиры имеют простирание северо-восток 18—20°.

Вблизи разветвления дорог на дер. Покровское и дер. Мяндуселька первое обнажение хлоритовых сланцев аллохтона. Они имеют простирание северо-восток 25°.

У кладбища дер. Покровское выходят кварциты, падающие к северо-западу и являющиеся крылом синклинальной складки северо-восточного простирания, входящей в состав аллохтонной зоны (см. Путеводитель, очерк VII п. 11).

14. Остановка 7-я. Дер. Покровское. Осмотр обнажений:

a) Метадиабазы ядра складки северо-восточного простирания.

b) Кварциты (падающие к юго-востоку) северо-западного крыла синклинальной складки.

c) Тектонический контакт аллохтонных гранитов с северо-западным крылом синклинальной складки кварцитов. Осмотр милонитизированных гранитов (см. Путеводитель, очерк VII, п. 11).

15. Остановка 8-я. Экскурсия на остров Нижнего Кумчозера. На острове осматривается зона милонитов надвиговой глыбы гранита.

Возвращение без остановок на ст. Медвежья Гора.

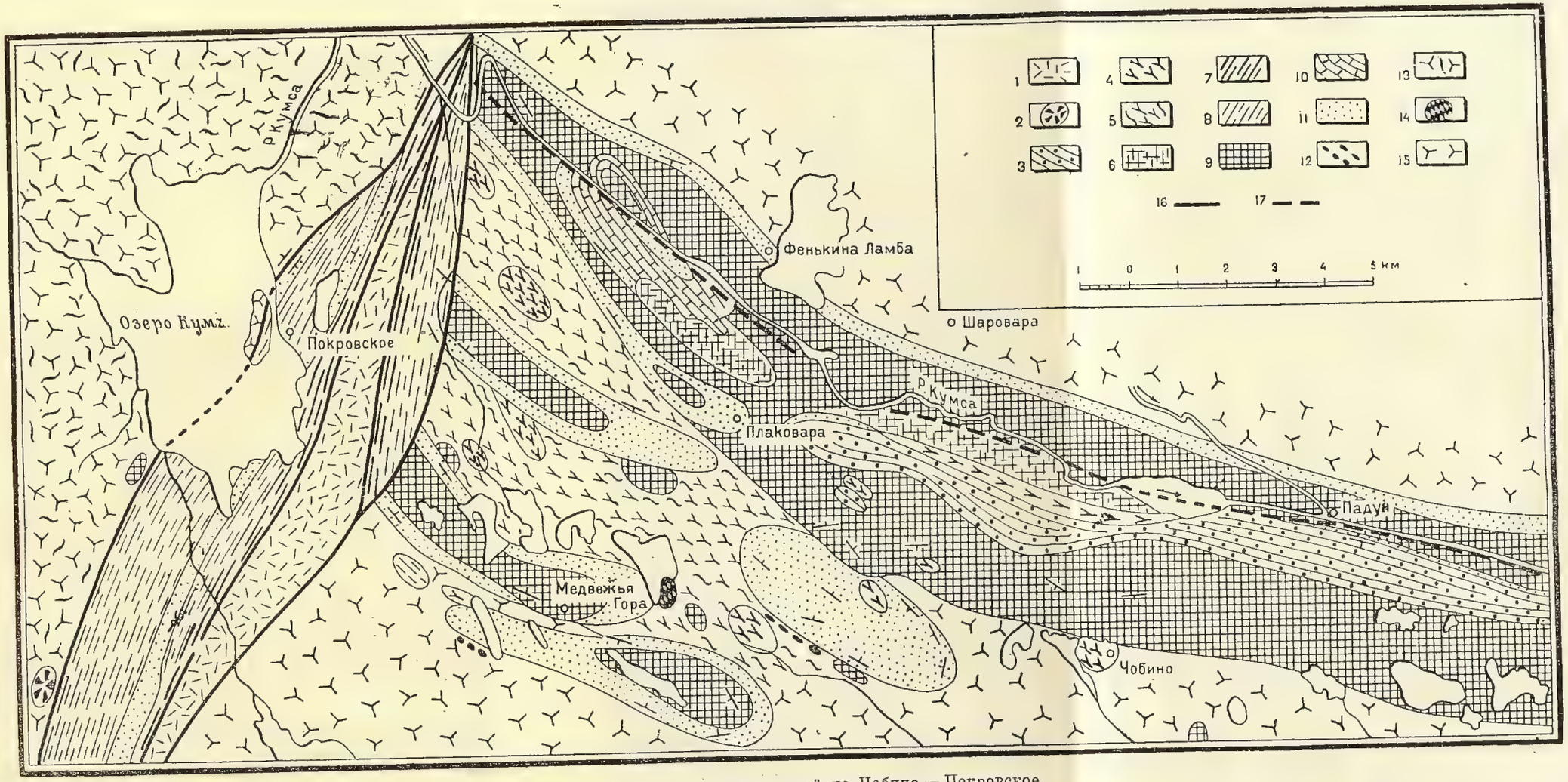

Рис. 13. Геологическая карта района Чебино — Покровское.

Составил Л. Я. Харитонов.

1 — кварцевый кератофир; *2* — серпентинит; *3* — мигматит посткарельского гранита; *4* — порфировидный микроклиновый гранит; *5* — кумсинский конгломерат; *6* — метагаббро-диабаз; *7* — хлоритовый сланец; *8* — актинолитовый сланец; *9* — метадиабаз; *10* — доломит и филлит; *11* — кварцит; *12* — конгломерат и базальный сланец; *13* — плагио-микроклиновый мигматит; *14* — амфиболит; *15* — олигоклазовый гранит; *16* — надвиги; *17* — сбросы.

VIII. ГЛУБОКО МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ КАРЕЛИД ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ

Н. Г. СУДОВИКОВ

1. Геологические исследования последних лет установили в центральной и частью северной Карелии широкое распространение карельских образований, подвергшихся глубокому метаморфизму. На это впервые было обращено внимание в 1927 г., когда в надвоицком (В. М. Тимофеев, *3*) и в тунгудском (Н. Г. Судовиков) районах были обнаружены посткарельские интрузии гранитов и гранодиоритов.

Последующая геологическая съемка (1930—1932 гг., Н. Г. Судовиков) в районе Парандово — Пебозеро установила здесь широкое распространение и зональный характер строения глубоко метаморфизованных пород района. Район этот представляет собой только краевую часть обширной тунгудской площади развития протерозойских образований (*1, 2*). В последующий период (с 1933—1936 гг.) в этом районе рядом геологов (В. Н. Нумеровой, Ю. С. Неуструевым, М. Д. Гузиковым, В. А. Чивжель и др.) были произведены геолого-съемочные работы, позволившие уточнить геологическую карту и несколько расширить представления о геологической структуре района.

Одновременно в других, преимущественно северных, районах Карелии установлено распространение глубинного комплекса протерозойских образований. Удалось также установить, что на площадях, лишенных типичных не метаморфизованных карельских образований и сложенных посткарельскими гранитами или же архейскими породами,

также встречаются небольшие изолированные участки протерозойских пород глубинного комплекса, представляя в этих случаях реликты корней карелид. Все эти исследования позволяют дать более ясное представление о геологии и структуре горных сооружений карелид Карелии (см. рис. 2, геологическая карта Карелии).

2. Достоверно установлено, что в строении глубинных зон карелид принимают участие породы нижнего протерозоя, в отношении же образований верхнего протерозоя можно строить только предположения. Формация, условно относимая нами к хогландию (толща каменноборских песчаников и суисарский вулканический комплекс), до настоящего времени не установлена среди горных структур карелид, что может быть обусловлено несколькими причинами. С одной стороны, как это уже было отмечено ранее, последующая за хогландием предиотнийская и иотнийская эрозия могла привести к почти полному уничтожению этих образований. С другой стороны, распространение хогландия могло быть локализировано на почти не затронутых складкообразованием площадях южной Карелии. И наконец, в третьих, образования хогландия могли быть моложе сооружений карелид.

Не входя в рассмотрение всех этих вопросов, мы должны заметить, что, на основании взглядов Л. Я. Харитонова (см. Путеводитель, очерки III и VII), некоторые элементы тектоники (надвиги) карелид могут быть, с известной вероятностью, отнесены к движениям, захватившим отложения хогландия.

Встреченные в районах, сложенных карельскими образованиями, габбро-диабазы, предположительно иотнийского возраста, вероятно приурочены к иотнийским дислокациям разлома. Таким образом, если не придавать большого значения постхогландским дислокациям, то складчатые сооружения, состоящие из карельских образований, вполне отвечают данному им ранее наименованию карелиды (Эскола *6*, 1925 и Седерхольм, *7*, 1932).

3. Карельские образования представлены супракрустальными породами двух отделов — сегозерского и онежского. Наиболее распространенными в центральной Карелии являются образования сегозерского отдела.

Седиментогенные породы этого отдела представлены базальными конгломератами и сланцами, мощной толщей кварцитов, содержащих относительно тонкие прослои глинистых сланцев, и мраморами. Среди этих пород преобладающими являются кварциты. Вся толща сегозерского отдела заключает мощные пластообразные залежи эффузивных диабазов, порфиритов, мандельштейнов и шаровых лав. Интрузивные диабазы встречаются значительно реже. Образования онежского отдела, распространенные преимущественно в южной Карелии и почти отсутствующие в глубинных зонах карелид центральной Карелии, представлены, главным образом, мраморами и глинистыми и шунгитовыми сланцами. К этому же отделу относятся мощные покровы диабазов Заонежья и, вероятно, других районов.

Для вулканических брекчий Кособера и окрестностей дер. Черной Вараки (*2*) не определен верхний стратиграфический предел.

То же можно сказать в отношении конгломератов дер. Чебино, исследованных Эскола (*5*) и Л. Харитоновым (см. Путеводитель, очерк VII).

К онежскому отделу, по мнению Ю. С. Неуструева, относятся также конгломераты мыса Сабельники (надвоицкий район).

В северной Карелии карельские образования, составляющие кукасозерскую зону, по данным исследования Ю. С. Неуструева и В. Н. Нумеровой, разделяются на два отдела, из которых верхний, соответствующий онежскому, содержит конгломераты, доломиты и сланцы.

На тунгудской площади карельские образования сегозерского отдела, а может быть и онежского отдела, прорваны кварцевыми порфирами и кератофирами. В центральной и северной Карелии, как упомянуто выше, среди карельских образований обнаружены более молодые граниты, тела которых, как правило, окружены мощными зонами метаморфизованных карельских образований. Эти граниты, принадлежащие по классификации Седерхольма к третьей группе, обнаружены в районе Чебино — Покровское (Харитонов, см. Путеводитель, очерк VII) в полосе Парандово—Тунгуда—Пяявара, в ухтинском районе и в полосе кукасозерской зоны карелид. Исследованиями последних лет интрузии

гранитов III группы установлены также в беломорском районе.

4. Явления глубинного метаморфизма карельских образований были впервые изучены в зоне Шуезеро — Небозеро (Н. Г. Судовиков, *1*), сложенной, главным образом, породами сегозерского отдела (ятулий). В них автор данной статьи выделил две фации метаморфических пород: амфиболитовую и зеленых сланцев. Исходным материалом являлись, по преимуществу, эффузивные ятулийские альбито-роговообманковые диабазы, которые постепенно переходят в зеленые сланцы и затем в амфиболиты. Автором отмечалось также, что амфиболиты, образованные в результате метаморфизма диабазов, имеют ряд отличительных черт, в числе которых характерным является присутствие роговой обманки повышенной щелочности и увеличение содержания An в плагиоклазе при переходе к более глубинным фациям.

Картированием установлено зональное распределение полос пород различных метаморфических фаций, связанное с тектоникой района. Намечена также территориальная связь между гранитными интрузиями и распределением пород глубинных фаций. Позднейшие, более детальные, исследования различных авторов как в этой полосе, так и в других районах Карелии подтвердили такую связь. В кукасозерской зоне, согласно исследованиям В. Н. Нумеровой и Ю. С. Неуструева, зеленокаменные породы карелид представлены почти исключительно амфиболитами.

Осадочные метаморфизованные породы в глубинной зоне карелид представлены серией сланцев и гнейсов. В районе озер Вороньего и Небозера, по данным автора, осадочную толщу карелид составляют следующие породы: тонкозернистые биотитовые гнейсы, кварцево-биотитовые, кварцево-гранатовые и хлоритовые сланцы, полевошпатовые, карбонатовые и кварцево-цоизитовые амфиболиты, гранато-ставролитовые сланцы, кварциты, карбонатовые кварциты, кварцево-гранатовые сланцы и др. Преобладают в этой серии продукты метаморфизма карбонатных и глинистых песчаников; некоторые породы, возможно, представляли туфы или туффиты. Возникновение в породах этой серии граната и ставролита является показателем высокого метаморфизма,

вполне соответствующего степени метаморфизма диабазовых пород, измененных в этом же районе в разнообразные амфиболиты (грюнеритовые, гранатовые, полевошпатовые, карбонатовые и др).

В кукасозерской зоне, по данным В. Н. Нумеровой и Ю. С. Неуструева, осадочная толща карелид представлена двумя свитами глубоко метаморфизованных пород. По составу обе свиты сходны с глубинными метаморфическими фациями карелид центральной Карелии. Особенностью этой зоны является более интенсивный метаморфизм, обусловленный большими дифференциальными движениями. Характерным является широкое распространение амфиболитов, в значительной части образованных за счет изменения мергелистых пород, переслаивающихся с доломитами. В древней (чалозерской) свите распространены инъецированные гнейсы, изолирующие карельские образования от посткарельских гранитов.

Интересно отметить, что в кукасозерской зоне сохранились вовлеченные в складкообразование и глубокометаморфизованные образования верхних горизонтов второго (онежского) отдела, представленные черными графитовыми (шунгитовыми) сланцами. Таким образом, в глубинных зонах карелид в настоящее время обнаружены почти все представители карельских образований. Кварцевые порфиры и кератофиры в условиях глубинной зоны карелид также сильно метаморфизованы. При относительно слабой способности (по сравнению, например, с зеленокаменными породами) к изменению их минерального состава, метаморфизм порфиров сводится к структурным и текстурным изменениям. При глубинной перекристаллизации порфиры преобразуются в гнейсы или геллефлинты[1]. В зонах больших тектонических движений порфиры изменены в милониты. Так, на пути от дер. Курьяварака на ст. Сосновец обнажены милонитизированные кератофиры с полосчатой текстурой основной массы и гранулированными вкрапленниками.

5. В настоящее время степень исследованности не позволяет еще с достаточной достоверностью охарактеризо-

---

[1] Последнее наименование некоторым из этих пород было дано впервые исследовавшим их Д. И. Щербаковым (*4*).

вать форму, тектонику, состав и другие особенности пост-карельских гранитов. Но некоторые предположительные выводы могут быть сделаны.

Наиболее значительные площади гранитов в районах распространения карельских образований наблюдаются в центральной и северной Карелии. Размеры этих площадей в некоторых местах превышают 20—30 *км* в сечении и площадь 1000—1500 *км*^{2}. Они не всегда полностью заключены среди карельских образований, а часто располагаются в их краевых частях. Границы гранитных тел разнообразны и дают часто неправильные очертания, но тем не менее намечается вытянутость их тел параллельно направлению складчатых зон карелид. В некоторых случаях обнаружены овальные формы границ гранитных тел. Значительные по размерам площади, как правило, включают небольшие участки, сложенные различными карельскими образованиями. Последние, повидимому, представляют собой погруженные отдельные складки или части складок карелид, сохраняющие свою первоначальную ориентировку. Большинство наблюдавшихся контактов имеют согласный характер, что заставляет считать гранитные тела в основном конкордантными.

6. Активное воздействие гранитов на карельские образования обнаруживается не во всех контактах. Некоторые контакты характеризуются развитием широких зон метаморфических карельских пород, имеющих в участках непосредственного соприкосновения явные признаки воздействия гранитов. Более молодой возраст гранитов в этих контактах определяется с полной достоверностью. Другой тип контактов характеризуется инъекцией гранита в форме даек в относительно слабо метаморфизованные карельские образования (тунгудский участок, где в окрестностях дер. Лужмоватаки гранодиорит инъецирует метаморфизованные диабазы, сохранившие мандельштейновую структуру). Наконец, третий тип контактов, обнаруженный в тех же зонах, характеризуется обратными соотношениями, показывающими более молодой возраст диабазов по отношению к гранитам. Примером этого типа контактов может служить контакт диабазов в окрестностях дер. Лугаламбины, где диабазы, по существу ничем не отличающиеся от обычных карельских диабазов, прорывают граниты и образуют с ними

эруптивную брекчию (вероятно, те же породы, по данным геологов Редметразведки, на протяжении контакта к юго-востоку показывают некоторые признаки воздействия на них гранитов). Такие факты могут найти себе объяснение в том, что граниты, приуроченные к зоне карельской складчатости, принадлежат по меньшей мере двум различным возрастам, один из которых — архейский — представлен частью сохранившимися участками без признаков влияния молодых посткарельских гранитов, частью же — массами, мигматизированными последними. Молодые граниты, вероятно, отделены этими зонами мигматитов от площадей древних гранитов.

7. Гранитные и гранодиоритовые тела глубинных зон карелид центральной и северной Карелии характеризуются значительной сложностью состава. В центральной Карелии можно выделить следующие типы гранитов. Порфировидный микроклиновый гранит окрестностей ст. Кочкома; он локализирован на относительно небольших участках и там, где видны контакты, везде обнаруживает более молодой возраст по отношению к карельским образованиям и по отношению к равномернозернистым гранодиоритам (например, парандовский район). Более распространенными являются серые равномерно-зернистые граниты и гранодиориты, (например, в окрестностях сел. Тунгуда). Замечательной чертой этих пород является их большое петрографическое сходство с древнейшими постсвионийскими гранодиоритами. По предположению автора, такое сходство является следствием возникновения их при палингенезе постсвионийских гранодиоритов. Это предположение может также объяснить наличие постепенных переходов между молодыми и древними гранодиоритами, что вызывает большие трудности при попытках отделить молодые гранодиориты от древних на таких сложно построенных площадях, как тунгудская. Упомянутые выше порфировидные граниты вероятно представляют более молодую дифференцированную фазу посткарельских гранитов. Гранодиоритовые тела надвоицкого района, повидимому, аналогичны по генезису с тунгудскими и также являются сложными, представляя в некоторых своих частях молодой посткарельский гранодиорит.

Граниты подужемского района являются, вероятно, более глубинными аналогами, образованными, по предположению

автора, при переплавлении, главным образом, гнейсов и мигматитов архея, на площади распространения которых они развиты. В южных и юго-западных контактах они инъецируют карельские образования. Эти граниты в некоторых частях сложенных ими площадей представляют огромные однородные массы нормального гранитного состава, может быть являющиеся аналогами дифференцированного порфирового гранита, прорвавшегося в более высокие горизонты. Подужемские граниты инъецируют глубоко метаморфические фации карельских образований и заключают отдельные их пачки.

Граниты кукасозерской зоны характеризуются постоянным содержанием микроклина; по минералогическому составу они близки к типу подужемских гранитов, отмеченных выше. Тела этих гранитов имеют овальные очертания, ориентированы параллельно простиранию пород, окружены мощными зонами мигматитов и моложе карельских образований кукасозерской зоны (по данным В. Н. Нумеровой, непосредственно наблюдавшей пересечения).

8. Резюмируя сказанное выше о магматической деятельности в эпоху посткарельского диастрофизма, необходимо подчеркнуть следующие моменты. Петрографическое сходство и предполагаемая возможность взаимных постепенных переходов архейских и посткарельских гранитов, отмеченные выше вариации в характере контактов и в мощности глубинных контактных зон, так же, как непосредственные наблюдения над соотношениями гранитных тел с карельскими образованиями, приводят к наиболее естественному предположению о палингенетическом происхождении главной массы посткарельских гранитов и гранодиоритов центральной Карелии. В связи с таким выводом возникает ряд важных положений. Зоны карелид во всей Карелии и даже на одном центрально-карельском участке, представленные различными по глубине сечениями, показывают, что более глубокие части заняты дифференцированными гранитными очагами (например, подужемский район), а более высокие характеризуются присутствием изолированных тел посткарельских гранитов и гранодиоритов среди древних постсвионийских гранитов. Такие тела располагаются преимущественно в осевых частях антиклиналов

(см., например, геологическую карту, рис. 13). Еще более высокие горизонты характеризуются отсутствием крупных молодых гранитных тел. В этой зоне отсутствуют контакты молодых гранитов с протерозоем, который граничит непосредственно с мало измененными или совершенно неизмененными в посткарельскую эпоху архейскими образованиями. К этой зоне могут быть отнесены, например, участки, где в контакте древних гранитов с карельскими диабазами нет признаков активного действия гранита.

Может быть отдельно следует рассматривать зоны посткарельских глубинных преобразований на площадях, сложенных архейскими породами и лишенных достоверных остатков протерозоя. Примером такой площади могла бы служить беломорская полоса. Но для решения этого вопроса необходимы еще более детальные исследования.

9. В настоящее время собрано еще недостаточно данных о тектонике глубинных зон карелид; поэтому дать достоверную структурную характеристику и анализ движений еще не представляется возможным. На основании имеющиеся фактов можно дать только характеристику некоторых особенностей структуры и наметить только основные черты в последовательности ее формирования.

В развитии карелид можно наметить несколько фаз тектоногенеза и, по крайней мере, два периода магматической деятельности, совершившихся в эпоху посткарельского диастрофизма. Начало этой эпохи можно видеть в расколах и одновременных мощных излияниях диабазов, частью подводных и синхронных с отложением осадочной карельской толщи. Установленное наличие нескольких извержений в обоих отделах карелид указывает на продолжительность этого периода почти от начала до конца седиментации карельских образований.

Следующая тектоническая фаза характеризуется приближением гранито-гранодиоритовых очагов и началом складкообразования. Сопутствующие этому прогрессивное расплавление и мигматизация древнего основания (постсвионийские граниты?) облегчают пластические деформации этой фазы, вызванные давлением северо-восток—юго-запад для главной зоны карелид и север-юг для северного участка. Вероятно, к началу этой фазы, а может быть и к несколько более

раннему моменту (при продолжающейся седиментации), приурочены интрузии (а частью, может быть, экструзии) кварцевых порфиров и кератофиров.

В следующей фазе продолжающееся расплавление основания и прогревание карельских образований, при непрерывно действующем и, вероятно, возрастающем до кульминации в настоящей фазе давлении, приводят к формированию мощных зон глубоко метаморфизованных карельских образований, непосредственно прилегающих к крупным телам посткарельских гранитов с востока. Максимальное давление этой фазы вызвало сопровождавшиеся складчатостью дифференциальные движения в карельских образованиях северо-восточной окраины (Судовиков), надвоицкого района (Неуструев) и других мест.

К последующей фазе относятся интрузии дифференцированных масс порфирового гранита и медленная консолидация гранитных тел в условиях несколько ослабленного давления [1].

В кукасозерской зоне формирование структуры карелид происходило в условиях господствующего давления север-юг. Здесь также синкинематичными со складчатостью являлись посткарельские граниты. По данным новейших исследований, Ю. С. Неуструев приписывает также значительную роль в структуре этой зоны явлениям разлома и движениям восток-западного направления.

ЛИТЕРАТУРА

1. Судовиков Н. Г. О метаморфических фациях ятулийских горных пород шуезерско-пебозерского района. Тр. Лен. общ. естеств., т. LXIII, вып. 2, 1933.
2. Судовиков Н. Г. Геолого-петрографический очерк Шуезерского района. Тр. Лен. геол.-гидро-геодез. тр., вып. 6, 1934.
3. Тимофеев В. М. Петрография Карелии. Петрография СССР. Изд. Акад. наук. 1935.
4. Щербаков Д. И. Полезные ископаемые южной Карелии. Тр. Сев. научно-промысл.-экспедиции. 1924.

---

[1] Другую попытку установить связь между тектоническими движениями и интрузивной деятельностью см. Путеводитель, очерк VII.

5. Eskola P. Huvuddragen av Onega-Karelens geologi. Meddelanden fran geol. fören. i. Helsingfors, 1918.
. Eskola P. On the petrology of eastern Fennoskandia I. The mineral development of basic rocks in the Karelian formations. Fennia, 45, № 19, 1925.
7. Sederholm J. J. On the geology of Fennoskandia with special reference to the Pre-Cambrian, Bul. Com. Geol. Finl, № 98, 1932.

IX. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ОКРЕСТНОСТЕЙ ШУЕРЕЦКОЙ

Н. Г. СУДОВИКОВ

1. Район дер. Шуерецкой подвергался специальным геологическим исследованиям, в связи с открытыми здесь месторождениями дистена и граната, только в 1932 г. (Н. А. Волотовская и Н. А. Игнатьев, *1*). Одновременно с этим и позже (1935 г.) в этом районе производил геологические исследования Н. Г. Судовиков.

Шуерецкий район сложен почти исключительно глубоко метаморфизованными архейскими породами, которые развиты во всей южной части беломорской прибрежной полосы.

2. Геологическая последовательность образований шуерецкого района начинается с формирования свионийской осадочной толщи (беломорской формации), представленной в некоторых своих горизонтах глиноземистыми осадками, преобразованными в гранатовые и в гранато-дистеновые гнейсы и сланцы. Вслед за образованием этой толщи (а может быть и одновременно) в нее были интрудированы основные породы, измененные впоследствии в амфиболиты. В последующую эпоху диастрофизма происходит складкообразование, сопровождаемое интрузиями постсвионийского гранодиорита и образованием их мигматитов. В некоторых других районах интрузии гиперстеновых диоритов предшествуют интрузиям гранодиоритов. После значительного перерыва наступает новый период интрузий ряда габбро-норитов. Их интрузии происходят до начала второй эпохи интенсивных дислокаций и интрузий II группы гра-

нитов (постботний). Так же как и постсвионийские гранодиориты, граниты II группы сопровождаются образованием широких зон мигматитов. Более молодые образования относятся к протерозою. Это — редкие и малые интрузии основных пород и завершающие последний магматический период граниты.

Таким образом, в геологической истории шуерецкого района устанавливаются три периода магматических интрузий, каждый из которых представлен основными породами и следовавшими за ними кислыми интрузиями.

Между I и II, а также II и III интрузивными эпохами несомненно были большие перерывы. Однако, в районе Шуерецкой и вообще в Беломорье супракрустальных образований, соответствующих первому перерыву, не установлено, тогда как карельские супракрустальные образования, соответствующие второму перерыву интрузивной деятельности, сохранились лишь в зонах карелид, расположенных южнее (рис. 14).

3. Комплекс свионийских гнейсов. Комплекс древнейших парагнейсов является наиболее широко распространенным образованием в пределах беломорской полосы. Слагаясь супракрустальными образованиями, он является сложным по составу как вследствие разнородности первоначальных пород комплекса, так и различного характера последующего метаморфизма.

В состав комплекса входят: биотитовые гнейсы, биотито-гранатовые гнейсы, дистеновые гнейсы, дистеновые сланцы, амфиболовые гнейсы, гранато-гедритовые сланцы, слюдяные сланцы и амфиболиты. Перечисленные породы являются парагнейсами и парасланцами; исключения составляют амфиболиты и некоторые биотитовые и амфиболовые гнейсы. Часть амфиболитов с гнейсовой текстурой, вероятно, является ортогнейсами, метаморфизованными вместе с вмещающими их осадками, другая же часть их, несомненно, должна считаться парагнейсами. То же следует сказать в отношении биотитовых и амфиболовых гнейсов, из которых часть, вероятно, принадлежит метаморфизованным диоритам и гранодиоритам свиопия (рис. 15). Очень характерными для шуерецкого района являются дистеновые гнейсы, часто содержащие настолько большое количество дистена, что их

происхождение за счет богатых глиноземом осадков представляется вполне вероятным. Вероятно, эти отложения преобразованы при участии метасоматических явлений. Химические анализы гранато-гедритовых сланцев также показывают высокое содержание глинозема, и поэтому,—а также и потому, что генетически они тесно связаны с дистеновыми гнейсами, — они должны быть также отнесены к осадочным образованиям, измененным с помощью процессов метасоматоза. Значительная роль в этих явлениях, повидимому, принадлежит также и метаморфической дифференциации (Эскола, 5).

Для полной характеристики состава древнейшей гнейсовой толщи шуерецкого района следует еще упомянуть ряд интересных пород, встреченных в ближайших к шуерецкому районах. Так, в сорокском районе распространены ставролитовые и дистено-ставролитовые гнейсы; в окрестностях дер. Подужемье развиты кварцево-клиноцоизитовые сланцы и, наконец, что особенно важно, в куземо-поньгомском районе в 1935 г. обнаружены скарнированные мраморы, тесно связанные с дистеновыми гнейсами.

Из перечисленных пород в шуерецком районе наиболее распространены биотитовые гнейсы, затем следуют дистеновые гнейсы, остальные же породы играют подчиненную роль.

Возраст комплекса беломорской формации гнейсов может быть определен как свионийский только на основании фактов, наблюдавшихся в различных районах беломорской полосы. Так, до настоящего времени не было найдено фактов, свидетельствующих о существовании на этой территории еще более древних образований; все перечисленные магматические породы дают несомненные интрузивные контакты и формы залегания в породах комплекса гнейсов, указывающие на их более молодой возраст. Так, древнейший гранодиорит — олигоклазовый гранит — инъецирует породы беломорской формации и образует с ними большие массы эруптивных брекчий (на островах Телячий, Частухи). Влияние молодого архейского (синкинематического) гранита сказывается на этих породах еще в большей степени. Он пропитывает значительные толщи этих пород, образуя с ними мигматиты. Интрузии этих гранитов на островах Конев, Рав-Луде и дру-

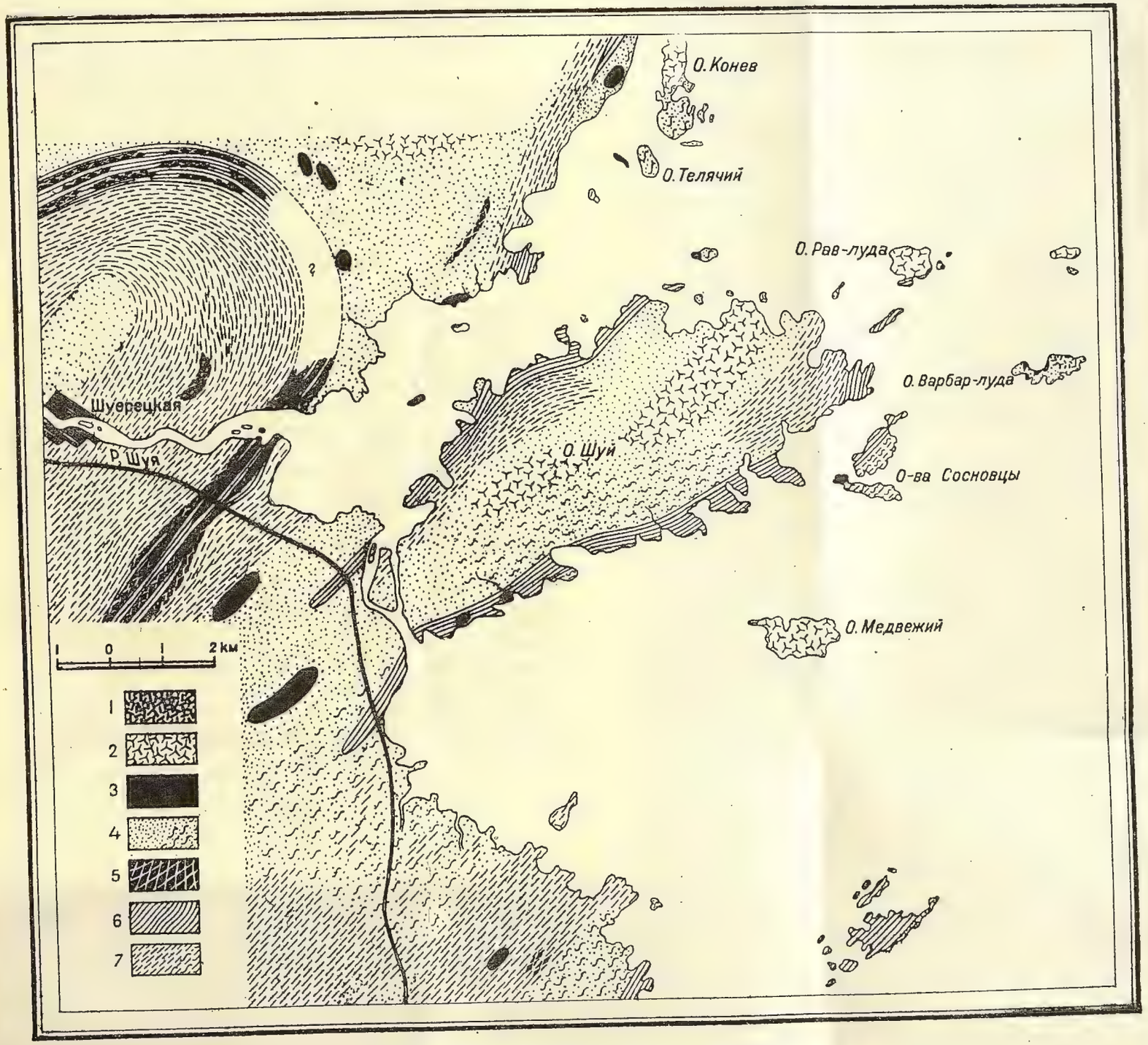

Рис. 14. Геологическая карта шуерецкого района.

Составлена Н. А. Игнатьевым, Н. А. Волотовской и Н. Г. Судовиковым

1 — порфировидный гранит третьей группы; *2* — микроклиновый гранит второй группы; *3* — габбро-норит; *4* — древнейший архейский гранодиорит и мигматиты (первой группы); *5* — амфиболит (свиюний). *6* — дистеновые и гранатовые гнейсы и сланцы (свиюний); *7* — биотитовые и амфиболовые гнейсы, частью мигматиты.

гих целиком заключены в эти гнейсы. Протерозойские граниты снова интрудируют весь комплекс ранее метаморфизованных пород. Основные породы также обнаруживают свой более молодой возраст, образуя в гнейсах беломорской формации преимущественно согласные интрузии.

Внутренние взаимоотношения пород гнейсового комплекса устанавливаются со значительно большей трудностью. Если допустить для шуерецкого района антиклинальное строение (см. карту, рис. 14), то наиболее древними являются биотитовые гнейсы, которые во всех разрезах антиклинали Шуй-острова залегают стратиграфически ниже гранатовых и дистеновых гнейсов. Но такое представление может быть нарушено, если предположить, что причиной зонального строения и состава гнейсов вокруг гранитных интрузий могут быть метасоматические процессы, обусловленные самими интрузиями.

Отношения между толщей дистеновых и гранатовых гнейсов, с одной стороны, и гранатовых амфиболитов, с другой, — менее ясны, но, если допустить антиклинальную структуру для площади, расположенной к западу от устья р. Шуи, то гранатовые амфиболиты, располагаясь на периферии этой структуры, приурочены к толще развитых здесь дистеновых гнейсов. Положение амфиболитов в разрезе беломорской толщи выясняется в других районах. Так, Ю. С. Неуструев относит амфиболиты в ковдозерском районе к верхним горизонтам беломорской формации. В кандалакшском районе (Н. Г. Судовиков) амфиболиты также приурочены преимущественно к верхним горизонтам, располагаясь часто на границе между толщами дистено-гранатовых и биотитовых гнейсов.

4. Древнейшие основные породы в шуерецком районе встречены только в форме ксенолитов в эруптивных брекчиях постсвионийского гранодиорита. Сюда же, вероятно, относятся некоторые пластовые дайки амфиболита, заключенные в древних гнейсах. Но надо отметить, что неизмененных пород, с сохранившейся структурой магматических образований, не было встречено. Поэтому определение генезиса представляет большие затруднения, так как в толще гнейсов встречены пластовые залежи и несомненных параамфиболитов со сходным минеральным составом.

5. Постсвионийские гранодиориты (олигоклазовые граниты). Древнейшие кислые интрузии в шуерецком районе представлены гранодиоритами. Здесь они, так же, как и в других районах беломорского побережья, развиты только отдельными небольшими участками, обычно, среди гнейсов. Они метаморфизуют комплекс древнейших гнейсов и сланцев, широко гранитизируя и мигматизируя их. В мигматизации принимает участие олигоклазовый пегматит, связанный с гранодиоритом. В связи с широкой мигматизацией почти всюду развивается и гнейсовая текстура гранодиоритов. Вследствие синорогенности этих гранитов, гнейсовидность их гармонична со сланцеватостью заключающих гнейсов. Но надо еще отметить, что вследствие широкого распространения в Беломорье более молодых архейских (постботнийских) гранитов, образующих при новой инъекции древних гнейсов сложные мигматиты, древнейшие гранодиориты также почти всюду оказываются сильно метаморфизованными. Поэтому часто очень трудно отличить их от близких по составу биотитовых гнейсов, сильно гранитизированных инъекцией неоднократных гранитных интрузий (рис. 16). Биотитовые гнейсы, залегая в самых нижних горизонтах, часто соприкасаются с гранодиоритами, так как последние образуют часто антиклинал — батолиты (например, в ближайших окрестностях села Шуерецкого).

Типичные гранодиориты развиты на Шуй-острове и к юго-западу от него, а также в окрестностях Телячьего острова. На Телячьем острове развит роговообманковый и биотитовый гранодиорит с олигоглаз-андезином и с очень небольшим количеством микроклина. Но часто наблюдаются и разности, более близкие к кварцевым диоритам.

Замечательной особенностью гранодиоритов этого острова является развитие разнообразных мигматитов. Во встреченных здесь эруптивных брекчиях заключены полевошпатовые, гранатовые и мономинеральные амфиболиты, представляющие, вероятно, измененные основные породы начала того же древнейшего магматического цикла (то же на островах Частухи).

6. Комплекс габбро-норитов. Габбро-нориты в виде небольших интрузий рассеяны по всему району. Они имеют массивную текстуру, среднезернистую габброидную

и друзитовую структуру и в краевых частях интрузий и в тонких дайках образуют порфиритовую фацию. В пределах шуерецкого района габбро-нориты имеют относительно постоянный минеральный состав, редко образуют лейкократовые шлиры. Наблюдаемое в некоторых интрузиях сульфидное оруденение в контактах незначительно. По залеганию это в большинстве случаев небольшие (см. карту, рис. 14), иногда конкордантные тела, дающие в сечении эллипсоидальную форму, или же, реже, дайки, небольшой мощности и связанные с более крупными телами. Во многих местах удается установить их секущий характер по отношению к древней гнейсовой толще.

Более молодой возраст габбро-норитов по отношению к комплексу древнейших гранодиоритов устанавливается на островке к востоку от Телячьего, где дайки габбро-норита пересекают древнейший гранодиорит и образованную им эруптивную брекчию.

Более древний возраст габбро-норитов, чем постботнийские граниты, также устанавливается по присутствию в них секущих жил микроклиновых аплитов, например, на материке против Большого Конева острова. В свою очередь, габбронорит здесь прорывает постсвионийские гранодиориты.

Для определения возрастной последовательности архейских пород в шуерецком районе интересным участком являются Еловый остров и его окрестности (к северу от Шуйострова). Здесь габбро-нориты интрудируют в древние гранитизированные и мигматизированные постсвионийским гранитом гнейсы, частью образуя в них секущие контакты. В некоторых контактах сохранились отчетливые следы палингенеза вмещающих пород, выражающиеся в появлении в гранитах участков новообразованного мирмекитоподобного пегматита на границах полевого шпата и кварца. Кроме того, в габбро-норите эндоконтактное изменение выражается в появлении гибридных разностей, богатых гранофировым мезостазисом. Особенно хорошо явления палингенеза и гибридизации выражены в ксенолитах, заключенных в габбро.

Связанные с более молодой инъекцией микроклинового гранита жилы наблюдаются как внутри массива габбро, так и во вмещающих породах. Одновременно с этой инъекцией происходили и амфиболитизация габбро-норитов и диффе-

ренциальные движения, породившие в гнейсах мелкую плойчатость и складки с вертикальными осями.

В связи с воздействием постботнийского гранита — на ближайших к Еловому островах наблюдаются секущая повторная инъекция пегматитовых жил и явления дифференциального анатексиса в огнейсованных гранитах, рассеченных дайками основных пород.

Одной из замечательных особенностей габбро-норитов этой группы является почти всюду образующаяся в них друзитовая структура, названная так Е. С. Федоровым (*4*) и исследованная также С. Ф. Машковцевым и А. Строна (*2, 3*). По вопросу о генезисе этой структуры нет еще единодушного мнения. Вероятным представляется, что часть минералов реакционных каемок друзовой структуры образована в процессе магматической кристаллизации, часть же (в том числе гранат и амфибол) возникла уже при последующем метаморфизме. Почти все интрузии габбро-норитов окружены зоной амфиболитов, отделяющих защитной оболочкой более сохранившуюся центральную часть от вмещающих пород. Эти амфиболиты, в большинстве случаев, имеют массивную текстуру, почти не осланцованы и представлены полевошпатовыми и гранатовыми разностями. Они образовались при взаимодействии в глубоко метаморфических условиях габбро-норитов с вмещающими породами. Такие же более или менее мощные зоны амфиболитов наблюдаются вдоль контактов с секущими гранитными или пегматитовыми жилами.

7. Постботнийские граниты в шуерецком районе представлены несколькими интрузиями, из которых наиболее интересны интрузии Конева-острова, Рав-Луды, Шуй-острова и Медвежьего острова. В связи со всеми этими интрузиями происходит образование мигматитов. Граниты этой группы представлены как массивными типами, так и огнейсованными. Минералогически они характеризуются или преобладанием микроклина или содержанием его в равном количестве с плагиоклазом. Гранодиоритовые разности среди гранитов этого типа встречаются редко. Среди мигматитов этих гранитов преобладает тип послойной (lit par lit) инъекции микроклинового пегматита. С этими же гранитами связаны встречающиеся в мигматитах микроклиновые аплиты. Среди мигматитов большим распространением пользуется форма

Рис. 15. Месторождение Тербеостров. Складчатый пласт амфиболита в гнейсах.

Рис. 16. Ям-остров. Текстура течения в гнейсах.

тонкого пропитывания кварцево-микроклиновым материалом.

Нижний предел стратиграфического положения этих гранитов был указан выше (Еловые острова, Рав-Луда и др.).

Для определения верхнего предела возраста этого гранита интересны обнажения острова Варбар-Луды, где жилы порфировидного микроклинового гранита (протерозой) секут постботнийский гранит.

В некоторых местах удалось установить, что гранит слагает неправильные, частью эллиптической формы, площади среди древних пород, которые, как правило, окружены зонами мигматитов различной мощности. Формы этих интрузий и их тесная связь с мощными зонами мигматитов могут служить указанием на синорогенный (синкинематический) их характер (?). Направление огнейсования в гранитах, соответственно с этим, всегда согласное с простиранием пород, заключающих эти интрузии.

Интересно отметить, что гранитные интрузии не имеют непосредственных контактов с дистеновыми гнейсами (исключая обнажения Рав-Луды, где расстояние между гранитом и дистеновыми гнейсами измеряется только десятками метров).

Отсутствие непосредственных контактов дистеновых гнейсов с гранитами вероятно обусловлено их неустойчивостью в условиях контактных полей (характеризующихся широко развитыми явлениями щелочного метасоматоза, приводящего к выносу глинозема и образованию тонко инъецированных мигматитов и биотитовых гнейсов).

8. В шуерецком районе нет достоверных указаний на присутствие протерозойских интрузий основных пород. К этой группе может быть только условно причислена дайка плагиоклазового порфирита, с хорошо сохранившимся составом и структурой, к западу от месторождения Тербеостров. В районе озер Куйто (К. К. Судиславлев и К. М. Кошиц) габбро-диабазы имеют более молодой возраст, чем друзиты. Возможно, что сюда же относятся некоторые сильно метаморфизованные воздействием постятулийского гранита основные породы, например, габбро-амфиболиты Варбар-Луды.

9. Протерозойские граниты в шуерецком районе встречены только на острове Варбар-Луде (крайняя восточ-

ная часть карты, см. рис. 14). Здесь наиболее молодым является гранит с крупными порфировыми вкрапленниками микроклина, частью гранулированными. Он имеет массивную текстуру, темнорозовый цвет и характерен очень высоким содержанием микроклина (как во вкрапленниках, так и в основной массе) и роговой обманки на ряду с биотитом. На этом острове наблюдается следующая последовательность образований. Наиболее древними являются сильно гранитизированные гнейсы (гранито-гнейсы). Гнейсы рассекаются и инъецируются среднезернистым микроклиновым гранитом (постботний) и все это в свою очередь рассечено метаморфизованным габбро-норитом. Наконец, наиболее молодые жилы порфировидных гранитов пересекают, кроме того, и эти габбро-нориты; с их интрузией связан глубокий метаморфизм последних (амфиболитизация).

Протерозойский гранит имеет большое сходство по структуре, составу и цвету с гранодиоритом Поньгом-острова (Куземо-Поньгомский район, Белое море) и дер. Парандово, для которого также установлен протерозойский возраст.

10. Анализ тектонической структуры района позволяет дать такую схематизированную последовательность движений, находящихся в связи с интрузивной деятельностью.

Несмотря на исключительную сложность структуры, обусловленную, главным образом, явлениями повторного наложения новых тектонических форм на старые при одновременных интрузиях гранитов, все же удается в некоторых участках распознать реликтовые формы древнейшей тектоники. Так, в западной части района (см. карту рис. 14), устанавливается антиклинальная структура с ядром из древнейших гранитов, имеющая северо-восточное простирание оси (данные Н. А. Игнатьева, *2*). Судя по наблюдениям в других районах, такая форма антиклинал-батолита является типичной для структур постсвионийской эпохи диастрофизма. Северо-восточное простирание оси антиклинала вполне совпадает с преобладающим в шуерецком и в смежных с ним районах простиранием свионийских гнейсов. Наблюдения показывают, что подобные антиклинальные структуры, как правило, бывают усложнены многочисленными мелкими складками. Естественным следствием

глубокой эрозии наблюдаемых сечений земной коры является круто падающее залегание свионийских гнейсов, образующих в глубинных условиях V-образные или близкие к изоклинальным складки.

О характере движений второй эпохи дислокаций можно судить по участкам, подверженным влиянию молодых архейских гранитов (постботнийских). Интрузии эти в большинстве скорее имеют конкордантные, чем трансгрессивные формы. В некоторых местах они территориально связаны с интрузиями постсвионийских гранодиоритов. Изучение повторных движений в комплексе древних гнейсов и гранодиоритов показывает, что они в ряде случаев связаны с инъекцией новых гранитов и носят характер дифференциальных пластических подвижек, с господствующим направлением смещений северо-восток-юго-запад. В результате этих движений возникают мелкие складки с вертикальными осями (Еловый остров и месторождение Тербеостров (см. карту месторождения, рис. 17).

О движениях третьей посткарельской эпохи диастрофизма можно судить только по небольшим интрузиям гранита. Характер тектонических нарушений, связанных с этой эпохой, еще неясен. Жильная (дайковая) форма интрузии этого гранита говорит скорее о разломах, сопровождавшихся интрузиями (дислокациях разрыва); с другой стороны, глубокий метаморфизм предшествовавших основных пород допускает возможность пластических нарушений.

11. Полезные ископаемые в шуерецком районе представлены двумя месторождениями граната и месторождением дистена. Наиболее интересным в промышленном отношении и не менее интересным в геологическом отношении является месторождение Тербеостров, находящееся в 2,5 *км* к юго-востоку от села Шуерецкого. Здесь промышленно интересными являются гедрито-биотито-гранатовые крупнокристаллические сланцы, залегающие в форме пластов среди различных гнейсов, дистеновых и биотитовых сланцев и амфиболитов. Весь комплекс этих пород образует круто наклонную к юго-востоку синклиналь. К северу полоса этих пород, постепенно меняя свое простирание (см. карту, рис. 14), окаймляет большой антиклинал, расположенный к западу от месторождения, с центральной частью, занятой

гранодиоритами. В пределах месторождения наблюдаются частые переслаивания перечисленных выше пород, во многих местах сильно инъецированных плагиоклазовым пегматитом. Детали структуры этого месторождения, разобранные Н. А. Игнатьевым (*1*), указывают на большое количество мелких складок, частью изоклинального характера. Судя по положению осей складок, представляется вероятным, что они образованы в результате повторных движений дифференциального характера, направленных по простиранию пород. Эти движения обусловили ясно фиксируемые на карте разрывы и мелкие складки с вертикальными осями (см. рис. 17). Этот второй период нарушений, возможно, связан с наблюдаемой в месторождении инъекцией микроклиновых пегматитов.

Гранат этого месторождения связан с гранато-биотитовыми и гранато-гедритовыми сланцами и обладает крупными ромбододекаэдрами (иногда в комбинации с трапецоэдрами) с плохо выраженными гранями и с большим количеством включений, среди которых много дистена. Несмотря на крупные размеры идиопорфиробласт граната, его содержание, вследствие рассеянного распределения в сланце, не превышает 5—10%. Гранат слюдяного сланца из этого месторождения содержит около 56% альмандина, 17,5% пиропа, 9,5% андрадита, 4% щелочного граната, 3,5% шорломита и 1% спессартина; гранат гедрито-биотитового сланца отличается присутствием гроссуляра и большим содержанием альмандина и пиропа (Н. А. Игнатьев, *1*).

Другое месторождение граната находится на Еловом наволоке (устье р. Шуи) и является непосредственным продолжением по простиранию свиты Тербеострова и во всех отношениях ему аналогично, образуя сложную синклиналь с почти вертикальным положением крыльев. Аналогия наблюдается также в отношении явлений мигматизации всего комплекса пород пегматитовыми жилами.

Помимо месторождений граната, шуерецкий район интересен месторождениями дистена, обнаруженными среди широко распространенных здесь дистено-гранатовых и дистеновых гнейсов (Н. А. Волотовская и Н. А. Игнатьев, *1*) (месторождения Кималище, Кислячиха и Уда). Месторождение Уда расположено вне пределов шуерецкого района,

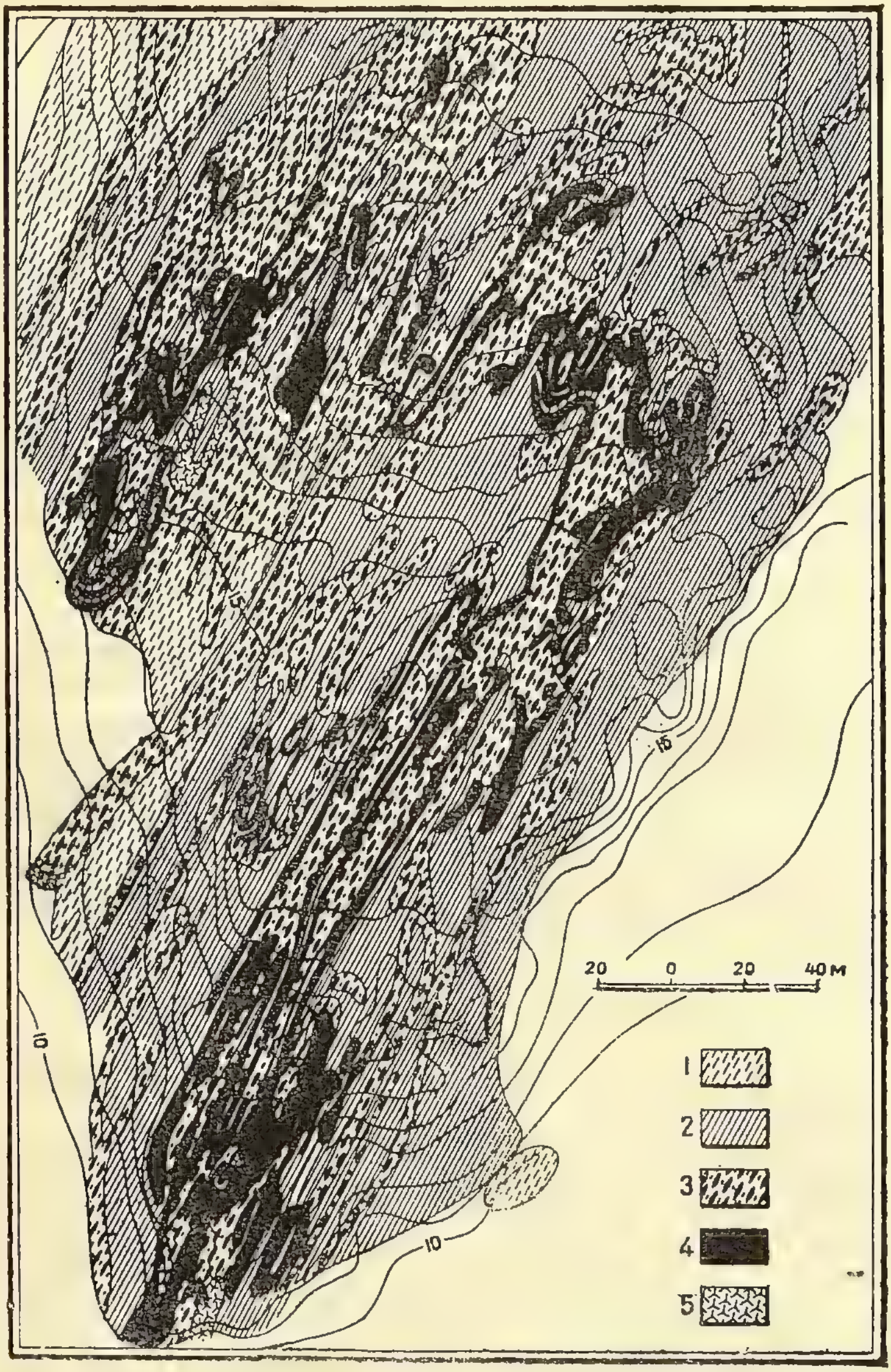

Рис. 17. Геологическая карта гранато-дистенового месторождения Тербеострова.

Составил Н. А. Игнатьев.

1 — гнейс слюдяный и амфиболовый; *2* — сланец биотитовый и биотито-дистено-гранатовый; *3* — амфиболит; *4* — гранатово-гедритовый и гранатово-слюдяный сланец; *5* — пегматитовые и кварцевые жилы.

Горизонтали через 1 *м*.

в окрестностях пос. Сосновец. Содержание дистена в породе месторождений подвержено широким колебаниям (например, от 2 до 17% в месторождении Кислячиха).

Накопление больших линзообразных и пластообразных масс промышленно ценных дистеновых и гранатовых гнейсов и сланцев, вероятно, произошло при перераспределении материала внутри мощной толщи парагнейсов, первоначально богатых глиноземом. Перераспределение материала является результатом метаморфической дифференциации (Эскола, 5) в условиях отдаленного контактного влияния крупных гранитных интрузий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Игнатьев Н. А. Амфиболиты, гранатовые гедрититы и людиты окрестностей с. Шуерецкого. Тр. Петрограф. инст. Акад. наук, вып. 6, 1934.
2. Машковцев С. Ф. К вопросу о беломорских друзитах. Тр. Лен. общ. естеств. т. LVII, вып. 4, 1927.
3. Строна А. О некоторых друзитах Кандалакшского залива Белого моря. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 127, 1929.
4. Федоров Е. С. Минералогическое и петрографическое описание берегов Белого моря. Горный журнал., т. II и III, 1904.
5. Eskola P. On the principles of metamorphic differentiation. Bul. Com. Géol. Finl. № 97, 1932.

ЭКСКУРСИЯ В РАЙОН ШУЕРЕЦКОЙ.

Путь от ст. Шуерецкой до острова Телячьего (по р. Шуе до устья и в шхерах).

1. Телячий остров. Осмотр эруптивных брекчий древнейшего постсвионийского гранодиорита на западном берегу острова. Демонстрируются крупно- и мелкоблоковые формы интрузивных брекчий и различные текстуры гранодиорита. Относимые к свионийским образованиям амфиболиты в блоках представлены гранатовыми, скаполитовыми и полевошпатовыми разностями (см. Путеводитель, очерк IX, пп. 4 и 5)

Переезд на остров Малый Телячий.

2. Малый Телячий остров. На северо-западном берегу острова осматриваются дайки мелкозернистого габбро (постботний), секущие эруптивные брекчии постсвионийского

гранодиорита. Мелкозернистое габбро амфиболизировано и содержит гранат (см. Путеводитель, очерк IX, пп. 4, 5 и 6).

Переезд на остров Варбад-Луда.

3. Варбад-Луда. Осмотр Варбад-Луда начинается с западного берега, где развит порфировидный гранит III группы. После этого на самой западной оконечности острова осматриваются обнажения аплитовидного гранита II группы, инъецирующие древние граниты и гнейсо-граниты и в свою очередь пересекаемого порфировидным гранитом (группы III). Далее по пути следования (на всток) по южному берегу острова наблюдаются сначала граниты I группы, затем граниты II группы.

После пересечения острова в средней его части экскурсия направляется далее по северному берегу острова (с запада на восток). Здесь развиты древнейшие гнейсы и гнейсо-граниты, габбро-амфиболиты, граниты II группы и порфировидные граниты III группы.

В ряде обнажений наблюдается, что порфировидные граниты секут гнейсы, габбро-амфиболиты и граниты II группы (см. Путеводитель, очерк IX, пп. 5, 6, 7 и 9).

Переезд на остров Рав-Луда.

4. Рав-Луда. Осматривается южный берег, сложенный дистеновыми и амфиболовыми гнейсами и амфиболитами с текстурами движения в полупластическом состоянии. В восточной части южного берега видны взаимоотношения между габбро-амфиболитами и более молодым гранитом (группа II) (см. Путеводитель, очерк IX, пп. 3, 6 и 7).

Переезд на Большой Еловый остров.

5. Большой Еловый остров. Осматривается интрузия габбро-норита в гнейсо-граниты и гнейсы. В контакте с габбро-норитом наблюдаются явления палингенеза гнейсов.

В северной части острова наблюдается пегматитовая инъекция (группа II) в амфиболизированный габбро-норит (см. Путеводитель, очерк IX, пп. 5, 6 и 7).

Переезд на Малый Еловый остров.

6. Малый Еловый остров. На юго-западной стороне острова дайка габбро-амфиболита, секущая магматиты гнейсо-гранитов и инъецированная пегматит-аплитом.

Возвращение в дер. Шуерецкая. Переход к месторождению граната.

7. Тербеостров. Осматривается южная часть месторождения граната Тербеострова.

Демонстрируется складчатая структура месторождения, явления инъекции и полосчатая текстура гедрито-гранатовых, биотито-гранатовых, дистеновых и других сланцев и гнейсов (см. Путеводитель, очерк IX, пп. 3, 11 и 12).

Возвращение на ст. Шуерецкая.

X. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК КУЗЕМО-ПОНЬГОМСКОГО РАЙОНА

Н. Г. СУДОВИКОВ

1. Кузем-поньгомский район сложен, главным образом, архейскими образованиями, типичными для всего беломорского побережья Карелии. Несмотря на сравнительно большую историю исследования обширной беломорской прибрежной полосы (см. Путеводитель, очерк III), кузем-поньгомский район был изучен только в 1935 г. геологом Л. А. Косым (*1*), который одновременно с Н. Г. Судовиковым произвел здесь детальную геологическую съемку и изучил пегматитовые жилы.

Предлагаемый очерк геологии Кузем-Поньгомского района составлен по материалам новых работ (рис. 18).

2. Геологическая последовательность докембрийских образований Кузем-Поньгомского района заключает один седиментационный цикл, три периода кислых абиссальных интрузий, три периода гипабиссальных основных интрузий и не менее двух эпох диастрофизма.

Геологическая история района нам известна, начиная с образования мощной толщи супракрустальных образований свиония. Последовавшие за этим движения земной коры сопровождались интрузией основных пород (начало древнейшей эпохи диастрофизма) и интрузией синкинематических гранодиоритов (олигоклазовых гранитов) и их пегматитов. После значительного перерыва (не отмеченного, однако, из-за отсутствия соответствующих осадков, стратиграфическим несогласием) наступает новый магматический цикл

интрузий основных пород (габбро-нориты) и гранитов, сопровождавшийся образованием мощных зон мигматитов. Интрузия гранитов связана со вторым периодом архейских дислокаций.

После второго большого перерыва (и образования супракрустальных формаций протерозоя, наблюдаемых в более южных районах) новый протерозойский магматический цикл начинается с образований дайковой формации основных пород (габбро-перидотиты). Кислые интрузии этого последнего цикла представлены малыми плутонами гранодиоритов, в связи с образованием которых возникают мощные зоны палингенезированных и гибридизированных пород.

При этой магматической деятельности архейское основание реагирует на движения, как более или менее твердые массы, не воспринимая существенных деформаций.

3. Комплекс свионийских пород слагается метаморфизованными супракрустальными образованиями, главную часть которых составляют первоначально седиментагенные породы.

В куземо-поньгомском районе этот комплекс представлен полнее, чем в других местах Беломорья. Важной особенностью этого комплекса является присутствие в нем мраморов, в чистом виде найденных только в этом районе, и несомненных параамфиболитов.

Несмотря на сравнительную полноту разреза свионийского комплекса интерпретация внутренних взаимоотношений различных его пород все же затруднена вследствие недостатка обнажений.

В состав свионийского комплекса входят: биотитовые, биотито-гранатовые, двуслюдяные и дистеновые гнейсы, амфиболиты и разнообразные карбонатные породы.

Биотитовые и биотито-гранатовые гнейсы наиболее широко распространены. Они связаны взаимными постепенными переходами. Дистеновые гнейсы менее распространены, но также связаны постепенными переходами с биотитовыми и чаще с биотито-гранатовыми гнейсами. Двуслюдяные гнейсы встречаются редко и связаны с явлениями инъекции, наблюдаемыми, однако, также и в других гнейсах.

Несомненные параамфиболиты встречены в окрестностях Мраморного острова (северо-восточная часть прилагаемой

карты, см. рис. 18). Они представлены несколькими разностями, также связанными между собой и с другими породами комплекса постепенными переходами. Сюда принадлежат мономинеральные амфиболиты, гранатовые и полевошпатовые амфиболиты, скаполитовые и диопсидсодержащие амфиболиты. Переходы перечисленных типов друг в друга часто

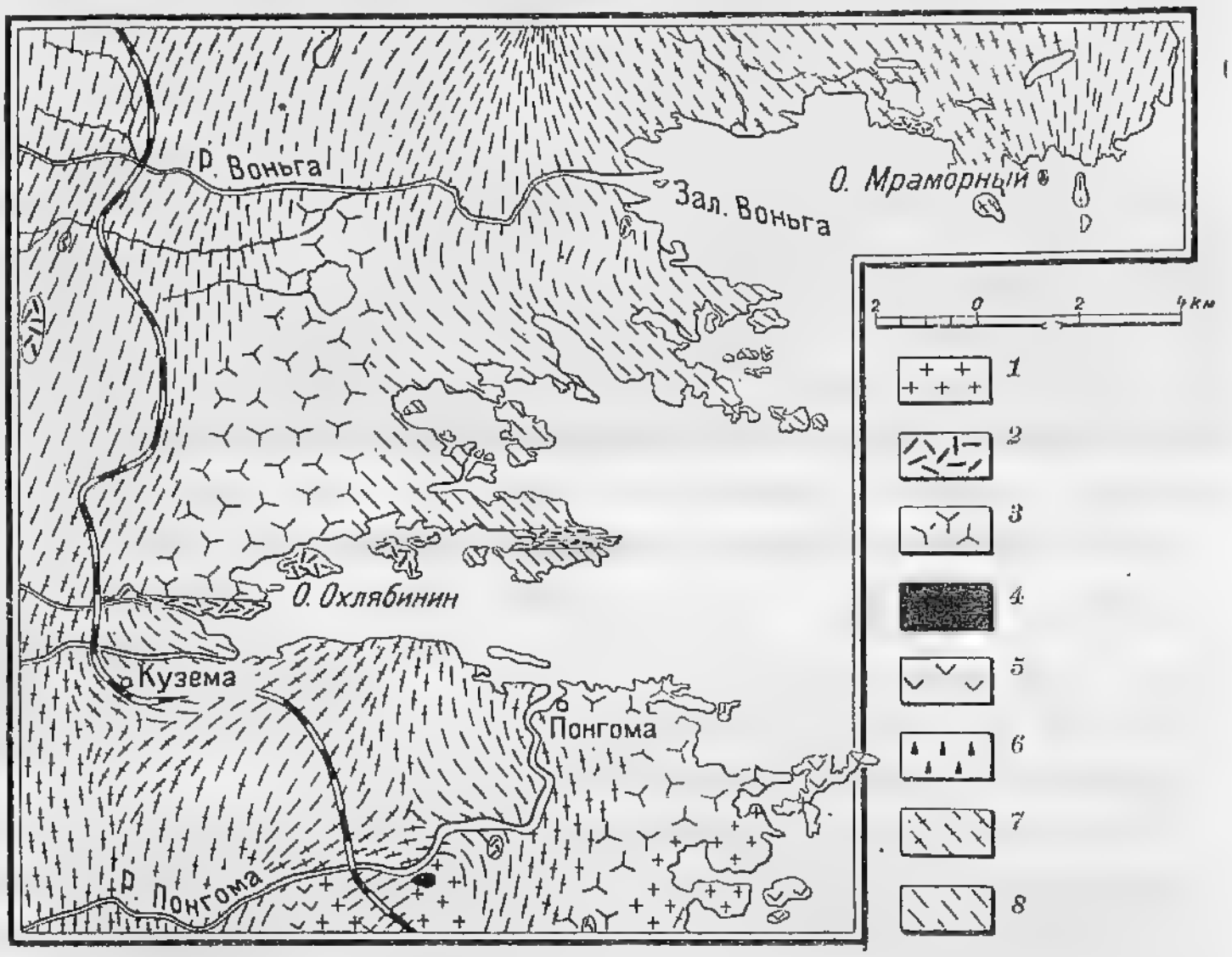

Рис. 18. Геологическая карта куземо-поньгомского района.

Составил Л. А. Коссой.

1 — гранит (протерозой); *2* — габбро-норит (протерозой); *3* — гранит и мигматит (постботний); *4* — габбро-норит (постботний); *5* — гиперстеновый диорит; *6* — мрамор; *7* — амфиболит; *8* — гнейс

настолько постепенны, что они с трудом устанавливаются. Амфиболиты и мраморы переслаиваются в виде пластов, часто тонких и с хорошо выдерживающейся мощностью по простиранию; одновременно с этим наблюдаются переходные типы, т. е. амфиболиты, богатые карбонатом.

Мраморы встречены только на острове Мраморном и в форме тонких пластов в амфиболитах прилегающих островов (рис. 19 и 20). Они представлены чистыми мраморами и скарнированными разностями. В скарнах, а частью также

в мало скарнированных мраморах, кроме преобладающего кальцита встречаются следующие минералы: доломит, амфибол (тремолит актинолит), диопсид, биотит, плагиоклаз (87—100% An), кварц, серицит, хлорит, апатит, цоизит, эпидот, циркон, микроклин, скаполит, графит, турмалин, гранат и рудный минерал.

Произведенное Г. А. Косым петрографическое и минералогическое изучение мраморов и скарнов привело к выводу о метаморфизме мраморов в течение двух этапов. Первый этап сопровождался образованием минералов регионального метаморфизма, вероятно, при небольшом значении аддитивных процессов; второй этап сопровождался явлением инъекции пегматитового вещества и летучих компонентов (*1*).

Взаимоотношения различных частей свионийской толщи в поньгомском районе не ясны. Вероятно, по аналогии с другими беломорскими районами (см. шуерецкий район), наиболее низким горизонтом являются биотитовые гнейсы и более высоким — гранатовые и дистеновые гнейсы. Возрастная последовательность известняков, амфиболитов и дистеновых гнейсов также не установлена. Принадлежность всех этих образований к одной и той же толще видна в разрезе Мраморного острова, где наблюдаются взаимные переслаивания всех перечисленных пород.

Наиболее древний — свионийский — возраст всего этого комплекса устанавливается по отношению к древнейшим интрузивным образованиям. Породы этого комплекса инъецированы древним плагиоклазовым гранитом и пегматитом и более молодым микроклиновым гранитом и пегматитом.

4. Древнейшие основные интрузии в куземо-поньгомском районе, вследствие очень сильного метаморфизма всех древнейших образований, сохранились только в форме реликтовых включений в гиперстеновых диоритах. Здесь они представлены глубоко метаморфизованными эклогитовыми породами. Непосредственных взаимоотношений с другими породами для них не установлено. Возможно, к этой же группе основных интрузий относятся некоторые другие основные породы района, для которых стратиграфическое положение еще не ясно.

5. Гиперстеновые диориты, наряду с гиперстен-диопсидовыми и с диопсидовыми диоритами, хорошо пред-

Рис. 13. Мраморный остров. Скарнированные мраморы.

Рис. 20. Остров Столбиха. Параамфиболиты.

ставлены на Поньгом-острове (рис. 21) массивными темно-бурыми породами, всегда с заметной сланцеватостью в почти меридиональном направлении. Судя по их отношению к более молодым образованиям, они принадлежат также к свионийскому комплексу. В связи с наблюдаемыми на этом

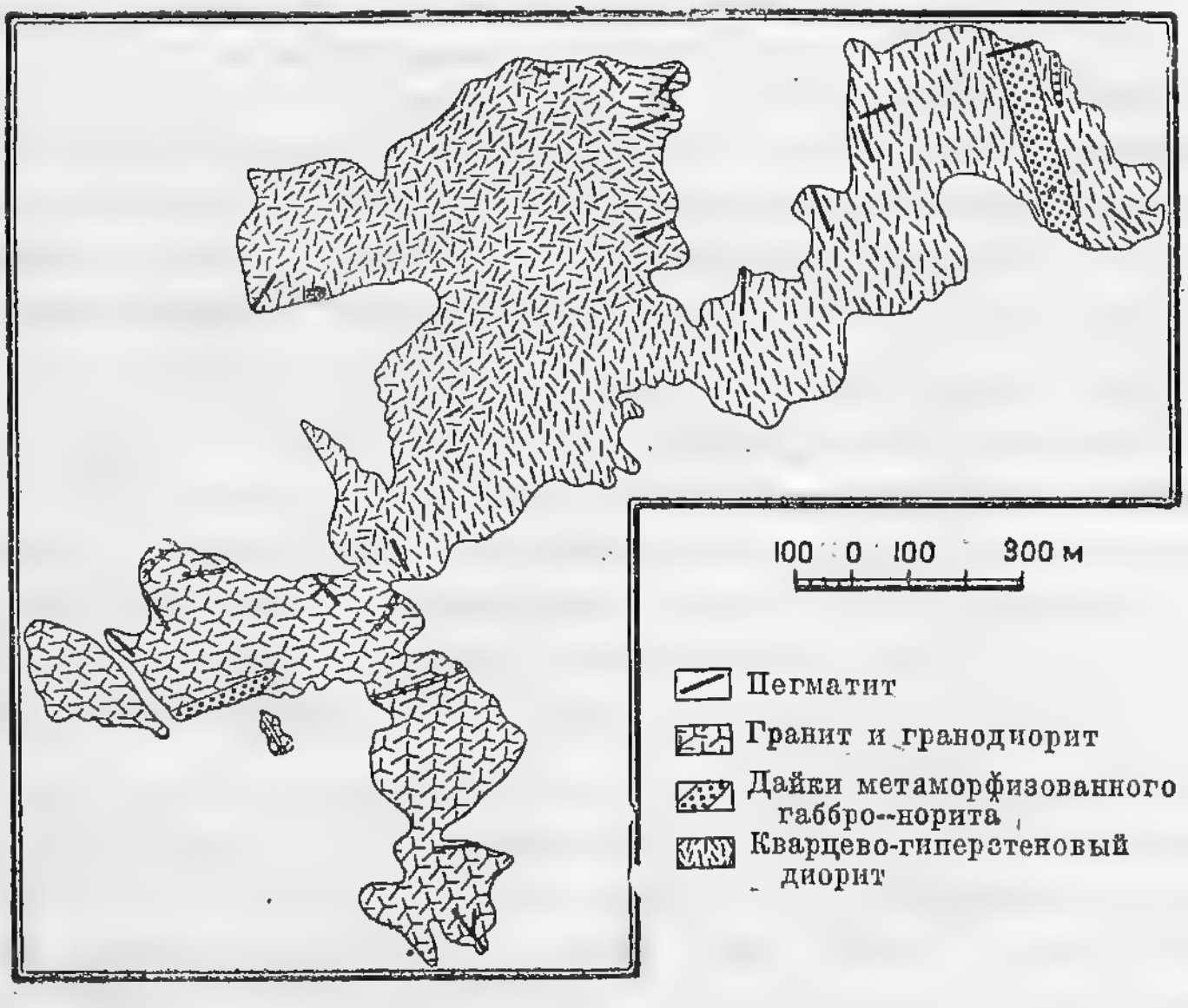

Рис. 21. Геологическая карта Поньгом-острова.

Составил Л. А. Косой.

острове явлениями анатексиса, под влиянием интрузий наиболее молодых (посткарельских) гранитов образуется ряд пород от кварцево-гиперстеновых диоритов, пользующихся наибольшим распространением, до порфировидных пироксеновых гранитов (чарнокитов). Среди гиперстеновых диоритов древнейшего комплекса здесь также встречаются тесно с ними связанные гранодиориты, также, повидимому, древнейшего возраста.

В других районах Карелии гиперстеновые диориты встречаются только в окрестностях Толванд-озера, где они отме-

чены при геологической съемке К. М. Кошиц, и в Лоухском районе, по данным Ю. С. Неуструева.

Присутствие среди гиперстеновых диоритов на Поньгом-острове участков биотито-амфиболовых гнейсов (со скаполитом) беломорской формации указывает на их более молодой возраст, чем последняя. Также более древними в сравнении с пироксеновыми диоритами являются основные породы, метаморфизованные в гранато-полевошпатовые амфиболиты и даже в гранато-плагиоклазо-пироксеновые породы (полевошпатовые эклогиты?), которые, по всей вероятности, являются древнейшими свионийскими основными эруптивами.

6. Постсвионийские гранодиориты (олигоклазовые граниты) имеют весьма ограниченное распространение в куземо-поньгомском районе. Они нигде здесь не слагают больших площадей и в огромном большинстве случаев проявляются в форме инъекции по сланцеватости свионийских гнейсов. Породы эти представлены олигоклазовыми разностями с небольшим количеством микроклина. В связи с ними находятся пегматиты и аплиты и более низкотемпературные кварцевые жилы, инъецирующие те же гнейсы. В рассматриваемом районе они более распространены, чем сами гранодиориты.

Гранодиориты являются завершающими образованиями комагматического ряда постсвионийской эпохи диастрофизма. В последующую эпоху интрузий микроклинового гранита все породы этого ряда были сильно метаморфизованы, вследствие чего возникают очень большие трудности при расчленении всех образований района.

7. Габбро и габбро-нориты второго магматического цикла (постботний) в куземо-поньгомском районе представлены небольшим количеством малых интрузий, относительно редко распространенных по всей площади. Типичной особенностью пород этой группы является наличие в них друзитовой структуры, уже давно послужившей для объединения их под наименованием друзитов. Эти породы являются вполне аналогичными таким же габбро-норитам других беломорских районов (шуерецкого, кандалакшского, чупинского и др.). Соответственно с их более древним возрастом они сильно метаморфизованы и во всех телах имеют облекающие контактные зоны амфиболитов, которые изолируют их

от вмещающих древних гнейсов, инъецированных постботнийским гранитом.

8. Молодые архейские (постботний) кислые интрузии представлены гранитами и их мигматитами, распространенными в западной части Поньгомского залива (например, окрестности острова Охлябинина). Характерным для этих пород является обилие микроклина как в гранитах, так и в связанных с ним пегматитах и аплитах. Эта особенность отличает их от постсвионийских интрузий — как правило, бедных микроклином. В куземо-поньгомском районе более распространенными являются мигматиты этих гранитов, чаще всего в виде инъецированных древних гнейсов. Инъецирующим материалом, обычно, является микроклиновый пегматит.

Стратиграфическое положение гранитов и мигматитов этой группы установлено по их контактным взаимоотношениям с постботнийскими и ятулийскими габбро-норитами, древними гранитами, гиперстеновыми диоритами и гнейсами. Граниты и их пегматиты во многих местах инъецируют древние гнейсы, а также гиперстеновые диориты (островок к северо-востоку от Поньгом-острова). Граниты этой группы также секут мигматиты древней группы (губа Варгунина) и предшествующие им по возрасту друзиты (остров Габбровый к западу от Мраморного острова). В то же время мигматиты этого гранита секутся дайками габбро-норита на острове Охлябинине, указывая на свой более древний возраст, чем ятулийские основные породы.

Метаморфизм пород этой группы, связанный, повидимому, с последующей посткарельской эпохой диастрофизма, проявлен в меньшей степени, чем в группе древних гранитов, и, вместе с тем, имеет более локальный характер. Это, вероятно, стоит в связи с сравнительно малым распространением посткарельских кислых интрузий.

9. Основные интрузии протерозоя представлены различной мощности дайками, которые рассекают все более древние образования. Дайки имеют почти всегда меридиональное и широтное простирание, обычно хорошо выдержаны по мощности и по простиранию (см. рис. 18), прослеживаясь на большом протяжении (до 7 *км*). Петрографически в них различаются габбро, габбро-нориты (частью

оливиновые) и перидотиты. Эти типы пород, очевидно не разделяясь сильно по времени их возникновения, часто наблюдаются в одном и том же интрузивном теле. В контакте часто наблюдаются хорошо сохранившиеся порфиритовые разности (остров Охлябинин). В экзоконтактах иногда возникают регенерированные породы (остров Охлябинин). Как правило, породы этой формации метаморфизованы.

Примером сильной степени метаморфизма может служить группа даек Поньгом-острова.

Здесь они, судя по составу и реликтам первоначальной структуры, в большинстве принадлежат габбро-норитам и их порфиритам. Как видно на прилагаемой карте (см. рис. 21), мощность их так же, как и простирание, варьирует. Развитие в них постериорного граната и амфибола сближает их, хотя и не полностью, с некоторыми породами из группы друзитов. Метаморфизм этих пород одновременен с интрузией посткарельских гранодиоритов. Имбибиция калиевыми растворами вмещающих эти дайки пироксеновых диоритов также, вероятно, связана с интрузией этих же гранитов и гранодиоритов.

10. Наиболее молодые и типичные посткарельские гранодиориты развиты на Поньгом-острове. Здесь они крупно порфировидны, имеют не резко выраженную сланцеватость в широтном и северо-восточном направлениях и розово-серый цвет. Мезократовый их характер обусловлен относительно высоким содержанием цветных минералов — роговой обманки и биотита. Вблизи часто в них наблюдаемых гранодиоритовых участков они иногда содержат пироксен, представляя, таким образом, породы, весьма сходные с чарнокитами. Вероятным является представление о постериорном происхождении порфировидных выделений микроклина путем проникновения калий-содержащих растворов и происходящих процессов метасоматоза. Такое толкование подтверждается постепенными переходами относительно богатых калиевым полевым шпатом пород в кварцево-гиперстеновые диориты. Замечательной особенностью некоторых гранодиоритов Поньгом-острова является присутствие в них ортоклаза. Ортоклаз присутствует не во всех случаях; так, в порфировидных гранитах вместо него развит микроклин.

Из других минералогических особенностей для этих гранодиоритов характерно присутствие циркона и граната. Не менее характерной для этого гранодиорита является находка в связи с ним (Л. А. Косой) кварцевых жилок с молибденитом. Исследования последних лет показали приуроченность молибденита к кислым интрузиям протерозоя. Связь молибденита с гранитами и гранодиоритами этого возраста настолько постоянна, что наличие молибденита можно считать характерной геохимической чертой кислых интрузий этого возраста. Это установлено для гранодиоритов Пяя-вары, Парандова, Подужемья, Надвоицы и других мест.

Как показывает прилагаемая карта (см. рис. 18), молодые гранодиориты и граниты в куземо-поньгомском районе встречаются также в других местах. Здесь они также приурочены к гиперстеновым диоритам, инъецируя их и образуя гибридные разности. В петрографическом отношении они полностью сходны с породами Поньгом-острова.

11. В виду большой сложности геологической истории района наметить полную картину тектонического развития района не представляется возможным. Анализ складчатости приводит к заключению о северо-западном простирании древнейшей складчатости в рассматриваемом районе, так как в участках, наиболее отдаленных от влияния молодых архейских и протерозойских интрузий, выдерживается северо-западное простирание складок. Примером этого может служить северо-восточная часть прилагаемой карты (см. рис. 18), где установлен ряд синклинальных и антиклинальных складок северо-западного простирания (Л. Я. Косой). Такое направление, однако, не может считаться обычным для всего беломорского побережья; в кандалакшском и шуерецком районах древнескладчатые структуры имеют северо-восточное простирание. В южной части района преобладающим является северо-восточное простирание. Весьма вероятным представляется, что в период инъекции микроклинового гранита и его пегматита произошла перестройка складчатых древних структур, так как для времени интрузий протерозойского возраста имеются указания на относительную пассивность окружающих их древних гнейсовых образований.

Показательным участком для изучения неоднократных движений гнейсовой толщи может служить район Мраморного острова. При общем северо-западном простирании пород древнейшей толщи на самом Мраморном острове наблюдаются складки с направлением оси северо-запад 350°. Структура острова усложнена более молодыми движениями в направлении север-юг, вызвавшими интенсивную плойчатость, смятие с образованием вторичных складок с вертикальными осями и разрывы. Соответственно с двумя моментами структурных нарушений здесь наблюдается более древняя плагиопегматитовая инъекция и более молодая микроклин-пегматитовая.

Дислокации раскола приурочены к разному времени. Особенно характерны расколы (ятулийского или постятулийского времени), к которым приурочены дайки молодых основных пород.

12. Явления регенерации на острове Охлябинине. Наблюдаемые на острове Охлябинине три дайки широтного простирания залегают в инъецированных микроклиновым пегматитом гнейсах. Порода даек представлена габбро-норитом с участками перидотита. В эндоконтактах наблюдаются пироксеновые порфириты и несколько измененное, содержащее кварц, мелкозернистое габбро. Внешняя зона контакта представлена переплавленными при воздействии основных пород мигматитами.

Породы этой зоны имеют состав, близкий к диориту, и характеризуются развитием мирмикитообразных (гранофировых) структур. Дифференциальный характер расплавления приводит к образованию пород с более или менее крупными реликтовыми кристаллами или агрегатами кристаллов пегматита. В основной массе этой породы также встречаются более мелкие, но, сравнительно с зернами вмещающей породы, крупные реликтовые зерна, не резорбированные полностью в процессе расплавления. Они, обычно, окружены более или менее сплошными оболочками с мирмикитообразной структурой. В самой основной массе, вдали от включений, наблюдается вполне оформленная гипидиоморфнозернистая структура. Изучение пород контактной зоны показывает, что развитие мирмикитообразной структуры указывает на начало плавления, всегда возникающее на

границе зерен. Постепенный рост микропегматитовой зоны приводит к полной резорбции реликтов. Естественным следствием равномерного роста каемок мирмикитообразной структуры на границах минералов является то, что более быстро переходят в расплав мелкозернистые части экзоконтактного изменяющегося мигматита.

13. Дифференциальный анатексис пород Поньгом-острова. Комплекс древних образований, слагающих северную половину Поньгом-острова, состоит из основных пород, сильно метаморфизованных кварцево-гиперстеновых диоритов и олигоклазовых гранитов и гранодиоритов; кроме того, внутри этого комплекса содержатся участки древнейших свионийских парагнейсов. Преобладающими здесь являются кварцево-гиперстеновые диориты, которые при содержании калиевого полевого шпата дают гранодиориты и породы мангерит-чарнокитовой серии. В южной половине острова развиты порфировидные гранодиориты, образованные в период посткарельского диастрофизма, в течение которого подверглись также преобразованию гиперстеновые диориты северной части и рассекающие их дайки. Изменения гиперстеновых диоритов выразились в образовании в них (за счет привноса) калиевого полевого шпата, который развивается мезостатически. Проникновение его в промежутки между зернами указывает на форму имбибиции. Замечательно, что проникающий таким образом полевой шпат, так же как и полевой шпат включенных в эти породы пегматоидных жил, принадлежит ортоклазу.

Изменение даек основных пород Поньгом-острова является особенно демонстративным для наблюдаемых здесь явлений анатексиса. В некоторых местах они сохраняют свои правильные очертания, будучи уже превращенными в гранато-амфиболовые породы и находясь в пропитанных ортоклазовым веществом гиперстеновых диоритах. В других случаях, соответственно более сильному проявлению анатексиса, они реагируют с вмещающими их породами и сначала теряют свои контуры и распадаются на блоки и, наконец, почти нацело растворяются, сохраняя только редкие реликтовые тела, уцелевшие от резорбции и ориентированные по простиранию дайки. Такое различное отно-

шение к вмещающим породам, наблюдаемое иногда на протяжении одной и той же дайки, указывает на дифференциальный характер анатексиса.

В связи с отмеченными явлениями дифференциального анатексиса представляет особый интерес появление ортоклазового характера полевого шпата, пропитывающего гиперстеновые диориты. Присутствие ортоклаза в данном случае является показателем высокотемнературных условий анатексиса, а также, вероятно, относительно тектонически спокойной среды[1].

ЛИТЕРАТУРА

1. Косой Л. А. Архейские известняки и генезис беломорской толщи Карелии. Лен. гос. унив. Ученые записки, № 10. Сер. Земная кора, т. II, 1936.

ЭКСКУРСИЯ В КУЗЕМО-ПОНЬГОМСКИЙ РАЙОН

1. На моторном боте экскурсия переезжает из устья р. Березовой (в 1 *км* к востоку от ст. Кузема) в район Мраморного острова. Путь лежит через шхеры, сложенные древнейшими свионийскими гнейсами, частью мигматизированными и прорванными основными интрузиями.

2. Мраморный остров. Осматриваются берега острова. В обнажениях наблюдается переслаивание скарнированных и чистых мраморов с амфиболитами, амфиболовыми сланцами и дистеновыми гнейсами.

В ряде мест осматривается инъекция в мраморы и амфиболиты пегматита и микрогранита и, наконец, складчатость и сбросы (см. Путеводитель, очерк X, п. 3).

Переезд на западный Столбовой остров.

3. Западный Столбовой остров. Осматриваются обнажения древнейших парагнейсов и сланцев (см. рис. 20) биотитовых гнейсов и амфиболитов с прослоями мраморов

---

[1] До настоящего времени в породах Карелии известно только два случая находки ортоклаза. Кроме отмеченного, ортоклаз установлен в молодых (постятулий) гранитах Пяозера (северная Карелия).

и диопсидовых сланцев; здесь же к запад-северо-западу от юго-восточного конца острова парагнейсы инъецированы древнейшими гранитами (группы 1) (см. Путеводитель, очерк X, п. 3).

Переезд на Поньгом-остров.

4. Поньгом-остров (см. геологическую карточку, рис. 21). На восточном берегу острова осматриваются выходы пироксеновых диоритов и их взаимоотношения с более древними основными породами. На северном берегу осматриваются дайки основных пород в диоритах, измененные анатексисом. На южном берегу острова осматриваются выходы порфировидного гранодиорита (III группы) и контактные взаимоотношения гранодиорита с инъецированным пироксеновым диоритом (см. Путеводитель, очерк X, пп. 5, 10 и 13).

Переезд на остров Корбунский.

5. Остров Корбунский. Осматривается южный берег, сложенный гранитизированными и мигматизированными (при воздействии гранитов и пегматитов II группы) гнейсами и гнейсо-гранитами I группы (см. Путеводитель, очерк X, пп. 3, 6 и 8).

Переезд на остров Охлябинин.

6. Остров Охлябинин. В западной части острова осматривается вскрытый контакт габбро-норита с мигматизированными гнейсами.

В контакте наблюдаются явления палингенеза с образованием регенерированной породы, содержащей реликты недоплавленных участков пегматита. Во вскрытых канавами обнажениях южной части острова наблюдаются большие массы пегматита (группа II), инъецирующего древнейшие гнейсы (см. Путеводитель, очерк X, пп. 8, 9 и 12).

Переезд до устья р. Березовой, возвращение на ст. Кузема.

XI-А. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ЧУПИНСКОГО РАЙОНА

Н. Г. СУДОВИКОВ

1. Чупинский район имеет много общих черт с другими районами Беломорского побережья (см. Путеводитель, очерки IX, X и XIV), но отличается от них широким развитием промышленных пегматитов, изучение которых велось многими исследователями в течение ряда лет. Геология этого района освещена работами П. А. Борисова, П. К. Григорьева (*1*), Н. А. Игнатьева, Н. А. Волотовской, М. Д. Вагановой, Ю. С. Неуструева и Н. Г. Судовикова.

2. Широко распространенный в чупинском районе комплекс древнейших гнейсов в большей своей части состоит из сильно гранитизированных парагнейсов, типичными представителями которых являются биотитовые, дистеновые и гранатовые гнейсы, амфиболиты, карбонато-тремолитовые сланцы и др.

3. Среди магматических пород этого комплекса существенную часть составляют амфиболиты, являющиеся метаморфизованными основными породами. К этой же группе, вероятно, принадлежат некоторые габбро-нориты (друзиты). С интрузиями этих же основных пород древнейшей постсвионийской (I) группы вероятно связаны рудные фальбанды.

4. Древнейший комплекс гнейсов инъецирован пегматитами, аплитами и гнейсо-гранитами древнейшего (постсвионийского) магматического цикла, вследствие чего значительная часть гнейсов представлена мигматитами.

5. Второй магматический цикл представлен интрузиями основных пород и кислых. Основные породы представлены габбро-норит-перидотитами (друзитами). Интрузии их имеют небольшие размеры и дают формы секущих даек и конкордантных линзообразных тел.

6. Молодые гранитные интрузии (II), хорошо представленные за пределами чупинского района, в самом районе скрыты кровлей свионийских гнейсов, прорванных пегматитами этих гранитов и пегматизированных в эту же эпоху (постботний). К этому времени относится образование крупных промышленных пегматитовых тел, часть которых, возможно, принадлежит к более древней (постсвионийской) группе.

ЛИТЕРАТУРА

Григорьев П. К. Материалы по пегматитам северной Карелии. Труды ЦНИГРИ, вып. 37, 1935.

XI-В. ПЕГМАТИТЫ ЧУПИНСКОГО ФИОРДА

П. А. БОРИСОВ

1. Пегматитовые образования в форме обособленных тел пользуются исключительно широким развитием вдоль западного побережья Белого моря между городами Кандалакшей и Сорокой. Полоса пегматитоносных пород на всем этом протяжении имеет ширину 10—30 *км*, не превышая в отдельных участках 50—60 *км*. Пегматитовые тела здесь являются дериватами гранитной магмы, преимущественно микроклинового состава, и приурочены к древнейшей беломорской (свионийской) формации биотитовых гнейсов и кристаллических сланцев (рис. 22). Эти гнейсы представляют здесь остаток древней не эродированной кровли над микроклин-гранитовыми батолитами, являющимися источником пегматитовых жил и штокообразных тел. Максимальной насыщенностью пегматитовыми образованиями отличается чупинский район, примыкающий к Чупинскому фиорду, крупнейшему на западном берегу Белого моря. Здесь сосредоточено наибольшее количество крупнейших по размерам и ценных в промышленном отношении пегматитовых тел, генетически связанных с верхнеархейскими интрузиями микроклиновых гранитов.

2. Пегматитовые тела чупинского района, как правило, являются секущими и располагаются в самых архейских гнейсах или в более молодых, архейского же возраста, интрузиях основных пород (габбро-норитах, массивных полевошпатовых амфиболитах — метаморфизованных габбро),

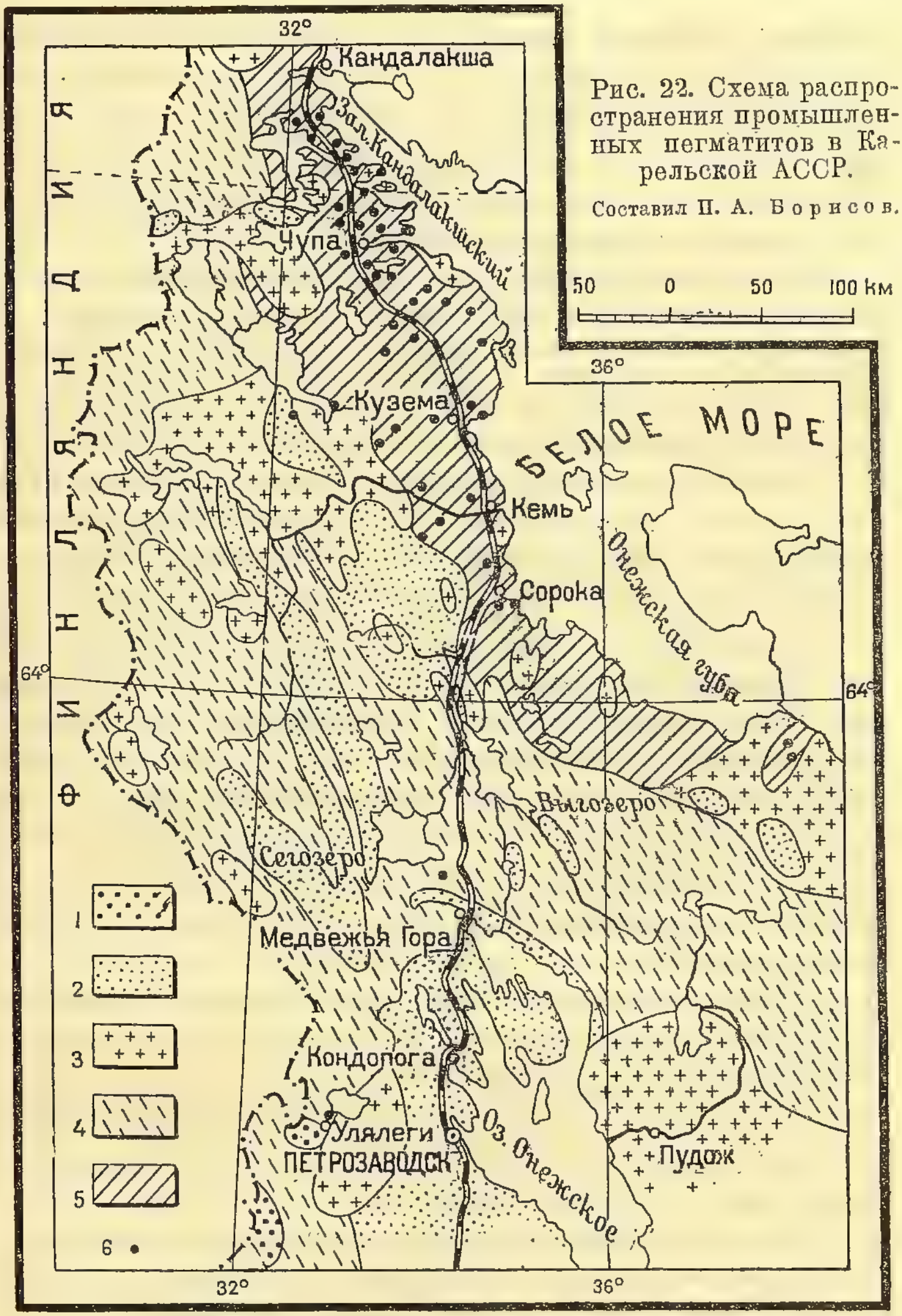

Рис. 22. Схема распространения промышленных пегматитов в Карельской АССР.

Составил П. А. Борисов.

1 — микроклиновый гранит-рапакиви; *2* — протерозой; *3* — микроклиновые граниты архея и протерозоя; *4* — гнейсо-граниты архея; *5* — гнейсы архея; *6* — поля промышленных пегматитовых жил.

Наиболее крупные жилы и штокообразные пегматитовые тела обычно приурочены к ослабленным участкам вмещающих пород, появляясь на стыке габбро и амфиболитов с гнейсами. В настоящее время пегматитовые тела представлены только нижними наиболее глубокими горизонтами их; средние и верхние части пегматитов уничтожены, главным образом, ледниковой эрозией.

По форме эти остатки пегматитовых образований являются: а) линзовидными жильными телами с линейно-вытянутыми контурами видимой поверхности с постепенным выклиниванием по простиранию и падению, чаще всего вертикальному: b) более или менее изометрическими штокообразными телами; c) трубчатыми телами, несколько сплюснутой формы, и d) переходными образованиями от типичных линзовидных жил к телам штокообразным с большими мощностями и крупными раздувами. Поведение пегматитовых тел на глубине также разнообразно: жилы-линзы выклиниваются по падению на глубины, мало превосходящие их средние мощности; зальбанды их падают постепенно к центру жилы или заворачивают в сторону от видимой на поверхности оси жилы; тела трубчатые продолжаются на глубину, в несколько раз превосходящую их средние мощности, штокообразные тела, обычно залегающие на стыке гнейсов и прорывающих их основных пород, в чупинском районе неожиданно оказываются плоскими корытообразными телами, тупо выклинивающимися на глубине 15—20 *м* при больших размерах тела по простиранию (200—400 *м*) и по мощности (до 80—90 *м*).

3. Строение жильных тел чупинского района характеризуется рядом особенностей. Резко обособляются четыре типа пегматитовых образований:

а) Не дифференцированные, с более или менее грубокусковым пегматитом, смешанным в беспорядке с зернистым и структурным пегматитом; последний одинаково встречается и по периферии тела и в его центральных участках; зонального распределения компонентов жильного тела не намечается, обычно такие тела богаты биотитом, равномерно рассеянным во всем теле, и не дают рентабельного выхода керамических материалов (шпата, кварца и их агрегата — пегматита), но иногда содержат заметное коли-

чество слюды-мусковита, скопляющегося в зонах и небольших гнездах.

b) Резко дифференцированные жилы с крупноблоковым строением; в блоках размером до 2—3 *м* в поперечнике выделяются кварц, микроклин и плагиоклаз; пластины биотита достигают 1—2 *м* в поперечнике; кристаллы главных минералов распределены беспорядочно по всему телу жилы; зональность или отсутствует, или слабо намечается в виде плагиоклазовой прерывистой оторочки у зальбандов. Блоковая структура переходит в зернистый пегматит при выклинивании на глубине. Нередки скопления слюды-мусковита, приуроченные к границе блоков шпата и кварца. Этот тип пегматитов — главный источник керамических минералов — шпата и кварца — с возможной крупной добычей мусковита.

c) Зональные жилы с ясно или весьма резко выраженным распределением минеральных компонентов полосами от зальбанда к зальбанду: зоны плагиоклазового пегматита и блокового плагиоклаза у зальбандов, далее к центру зоны микроклинового грубокускового пегматита с крупными обособлениями микроклина, в центральной осевой части зона непрерывная, чаще прерывистая чистого мономинерального кварца. Тип пегматитов, дающих керамические минералы, в особенности высокосортный кварц.

d) Кварцевые мономинеральные жилы со слабо развитой оторочкой пегматита у зальбандов встречаются редко, и жилы эти обладают малой мощностью (2—6 *м*).

4. Минеральный состав пегматитов характеризуется неизменным преобладанием полевошпатовых компонентов над кварцем; в полевошпатовой составной части всегда доминирует микроклин над плагиоклазом; всегда в заметном обилии присутствует биотит; мусковит количественно играет подчиненную роль и почти отсутствует.

Из второстепенных минералов часто присутствуют турмалин, апатит, гранат (спессартинового ряда); реже уранинит, обычно с продуктами его изменения (гуммит), роговая обманка, сульфиды (пирротин, пирит, халькопирит), монацит, кальцит (первичный), скаполит (в кварцевых жилах) и ряд других еще реже встречающихся минералов (циртолит, ксенотим, карбуран и пр.). Многие, как образующие

пегматитовое тело минералы, так и второстепенные минералы, относятся к различным генетическим типам, связанным с ходом пегматитового процесса и отдельными фазами его развития. Так, микроклин представлен разностями гомогенного (редко) ранней магматической фазы микроклина без пертитовых вростков, чаще же — микроклин-пертитом с альбитовыми вростками разных периодов пертитизации (вплоть до жильного пертита замещения). Плагиоклаз в пегматитах района относится к кислому ряду альбит-олигоклаза, не доходя до более основных (андезина), меняя свою основность от зальбандов к центру жилы к более кислым рядам магматического этапа; чистый альбит отражает гидротермальную фазу процесса. Отличаются различные по времени и температуре генерации для турмалина, апатита, скаполита, калийной слюды (мусковита и джильбертита), биотита (тонкие лейсты, идиоморфные столбчатые кристаллы и крупные пластины) и др.

Анализ последовательности минералообразования чупинских пегматитов (рис. 23) позволяет отнести их, в основном, к группе высокотемпературных образований (фазы B, C, D, E, по Ферсману), к типу пегматитов с редкими элементами (U, Th), по преимуществу полевошпатового состава (с преобладанием микроклина); отсутствие полостей и пустот с последующей кристаллизацией минералов в друзах — характерная особенность этого типа. Явления замещений и нового минералообразования в процессах поздней гидротермальной фазы следует рассматривать как весьма ограниченное по масштабу наложение этой фазы на магматический этап, хотя и широко распространенное: это явление выражено в пегматитах чупинского района в напряженной альбитизации пегматитового тела, в образованиях вторичных калийных слюдок, кальцитовых жилок и пленок по трещинам микроклина в кварцевых слепых жилах в блоках микроклина, скаполитизации плагиоклазов (с образованием псевдоморфоз), образовании крупных кристаллов первичного скаполита в кварцевых жилах, хлоритизации биотита, в своеобразном появлении гидротермальных, вне границ обычных пегматитовых тел, кварц-кальцитовых жилок с игольчатым турмалином, кристаллами плагиоклазов, розеток первичного хлорита, иголок рутила, пластинок

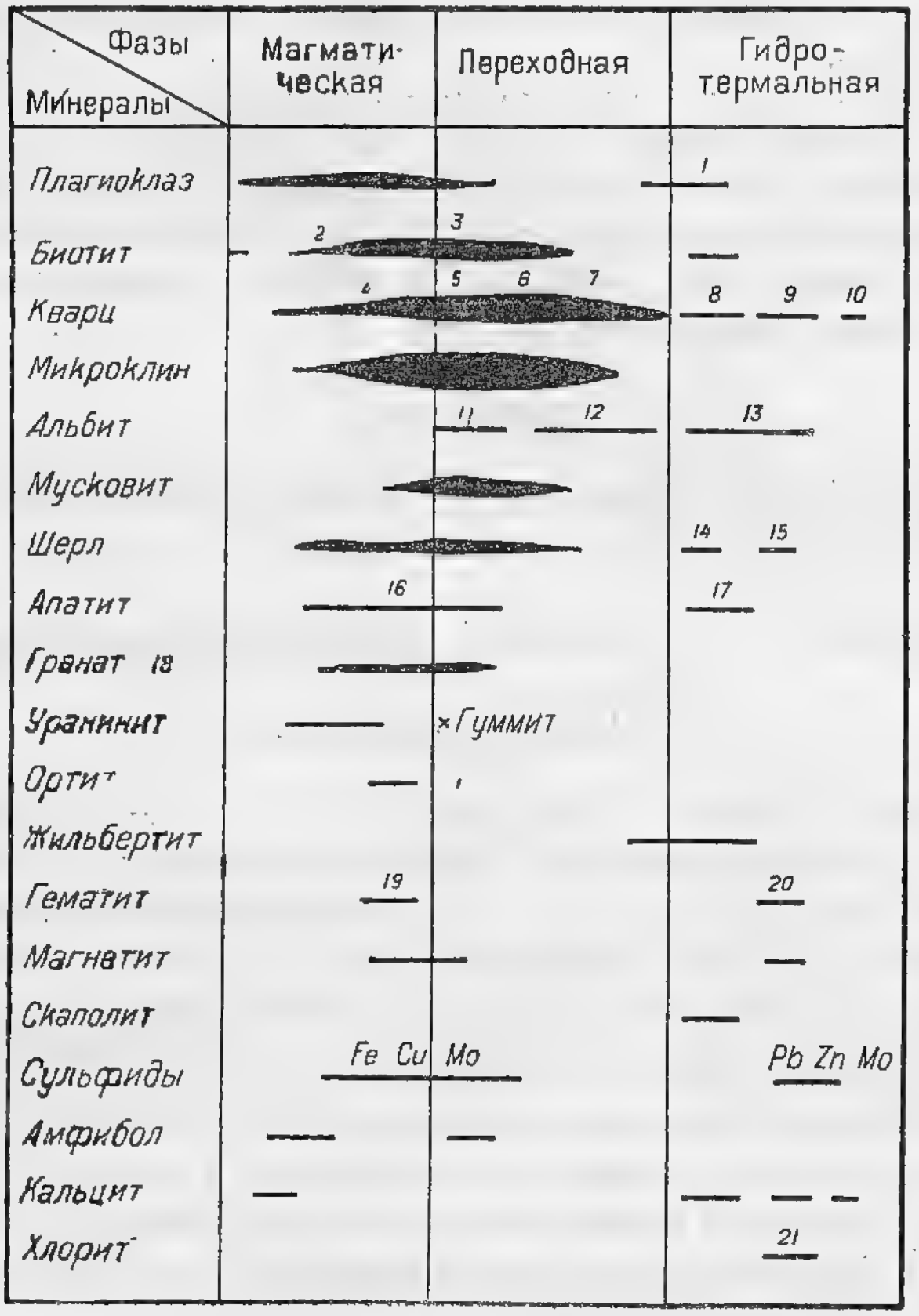

Рис. 23. Схема парагенезиса пегматитов северной Карелии.

1 — в кварцевых и кварц-кальцитовых жилках; *2* — тонкие пластинки; *3* — крупные таблицы и пачки; *4* — серый; *5* — белый; 6 — розовый; 7 — дымчатый; *8* — молочный; *9* — стекловатый; *10* — аметист; *11* — exsolution-perthite; *12* — vein perthite; *13* — в пустотах (идиоморфный) и в трещинах; *14* — дендриты; *15* — игольчатый в кварцево-кальцитовых жилах; *16* — мутный, зеленый, голубоватый; *17* — прозрачный, бутылочнозеленый, коротокостолбчатый; *18* — марганцовый спессартин; *19* — чешуйки в непертитовом микроклине; *20* — в кварцево-кальцитовых жилках; *21* — первичный, розетки в кварцево-кальцитовых жилках.

железного блеска и октаэдрических кристаллов магнетита и пр.

5. Тектонические нарушения в пегматитовых телах чупинского района также широко распространены (плоскости скольжения, зоны дробления с образованием брекчиевидных участков с последующей цементацией, пластические деформации кристаллов, разрывы и разломы, особенно в слюдах ранней генерации).

ЛИТЕРАТУРА

Ферсман А. Е. Пегматиты, т. I. Гранитные пегматиты. Акад. наук СССР, 1932.

ЭКСКУРСИЯ В ЧУПИНСКИЙ ПЕГМАТИТОВЫЙ РАЙОН[1]

Жила „Самойловича"

1. Расположена на высокой горе в 1 *км* от Амбарной губы Чупинского фиорда. Секущее штокообразное тело размером 250—300 × 85—40 *м* с двумя апофизами в северо-западной части залегает на контакте массивных полевошпатовых амфиболитов и биотитовых гнейсов (рис. 24); гнейсы падают на юго-запад под жильное тело. Зальбанды сложены амфиболитом, слабо измененным в контакте с пегматитом. Два крупных гнейсовых ксенолита заключены в пегматите в северо-западной части месторождения. Буровыми скважинами установлено выклинивание тела пегматита на глубине 15—17 *м*, где подстилающим обнаружен гнейс, прорванный амфиболитом (рис. 25).

2. Тело жилы дифференцировано на крупные блоки микроклина, кварца, плагиоклаза, пачки биотита с промежуточным микроклиновым и плагиоклазовым пегматитом. Блоки чистых минералов достигают 1 $м^3$ и больше. Отсутствует зональность в распределении главных минералов жилы. Апофизы имеют преимущественно пегматитовый состав с преобладанием плагиоклаза. Основная масса жильного тела сложена микроклином (и микроклиновым пегматитом);

---

[1] Путеводитель к данной экскурсии составлен П. А. Борисовым,

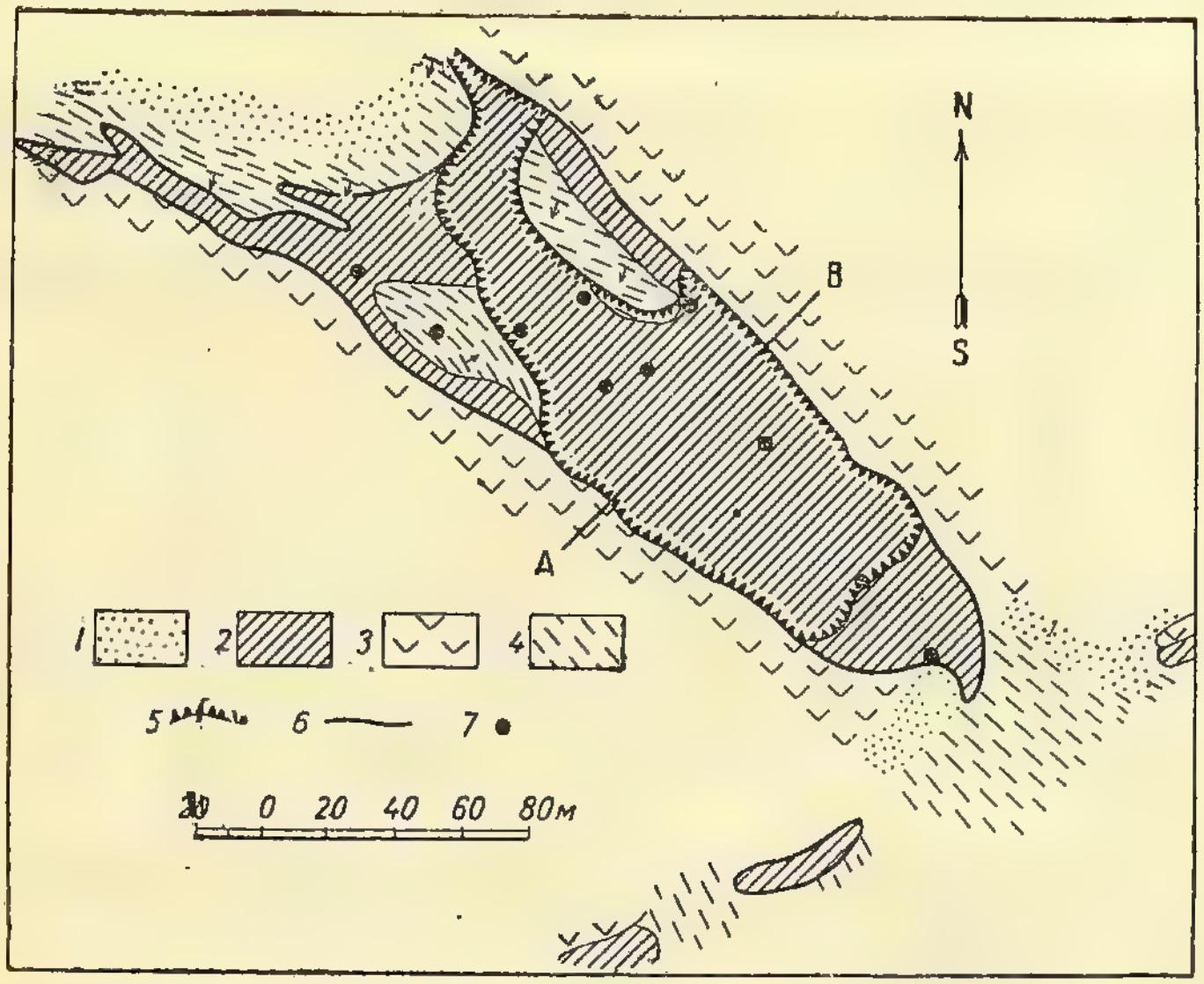

Рис. 24. Схематический план месторождения пегматита „Самойлович".

1 — четвертичные отложения; *2* — жильное тело; *3* — амфиболит; *4* — гнейс; *5* — граница выработки; *6* — граница жильного тела; *7* — буровые скважины.

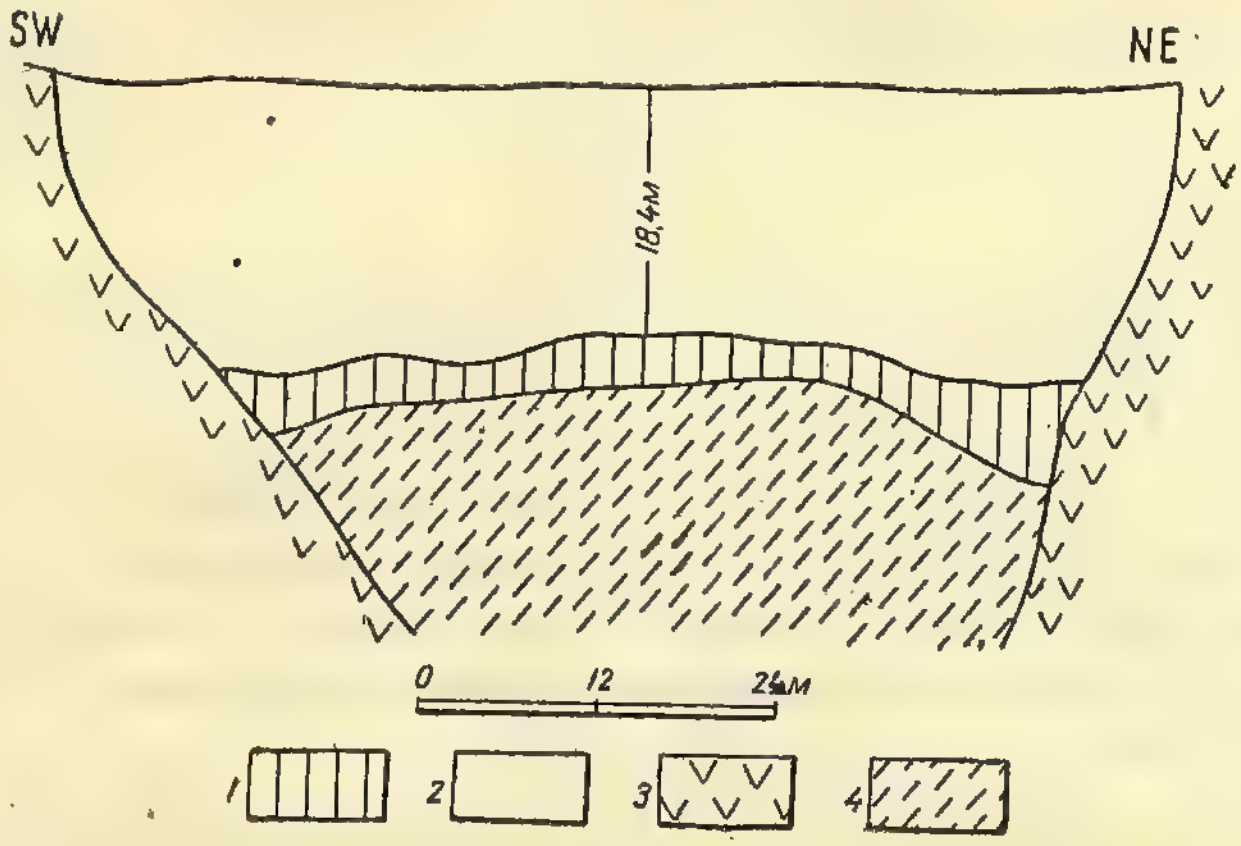

Рис. 25. Поперечный разрез жилы „Самойлович" по *AB*.

1 — зона плагиоклазового пегматита; *2* — блоковый Mi, Qu, Pg в Mi — Pg + (Mi — Pl — Pg); *3* — полевошпатовый, массивный амфиболит; *4* — биотитовый гнейс.

содержание полезных компонентов кварца и шпата выражается в 32%, пегматита микроклинового — в 11%. Мусковит редок, биотит весьма распространен в крупных пластинах. Микроклин красного и розового цвета сильно пертитизирован, пертитовые вростки принадлежат альбиту. Плагиоклаз относится к ряду альбит-олигоклаза. К второстепенным минералам относится альбит, жильбертит, кальцит, магнетит, пирит, уранинит, гуммит; очень редки турмалин, апатит, гранат (альмандин). Жильные минералы относятся к высокотемпературным фазам магматической, пневматолитической; слабо представлена фаза гидротермальная — альбит, идиоморфный дымчатый кварц, жильбертит, кальцит, развитые по пустотам. К реакциям замещения относятся жилки пепельносерого кварца в микроклине и альбитовые жилки в микроклине.

3. Отмечается широкое развитие позднейших тектонических нарушений в теле жилы (плоскости скольжения, зеркала трения, зоны дробления).

Жила „Самойловича" окружена с юга целой системой мелких жильных тел; ближайшая из них принадлежит к типу резко расслоенных тел и имеет кварцевую ось и пегматит у обоих зальбандов.

4. Рудник „Самойлович" за время эксплоатации дал 75 000 *т* микроклина.

Жила „8-е марта"

5. Жила (в 1,5 *км* к северо-западу от жилы „ Самойловича", вблизи Варницкой губы Чупинского фиорда) залегает в толще биотит-роговообманковых гнейсов и сечет их, простираясь в северо-западном и юго-восточном направлениях (рис. 26). Размеры по контуру на поверхности 75—80 × × 18—25 *м*; к северу и югу тело выклинивается до 5—6 *м*. Линзовидное секущее тело имеет весьма неправильные очертания с падением на северо-восток под толщу гнейсов, выклиниваясь от главного раздува в этом направлении. Бурением установлено что лежачий бок имеет пологое падение на глубине 52 *м* от поверхности, висячий же бок с крутым падением прикрыт мощным слоем гнейсов (рис. 27). В контакте вмещающие породы сильно биотитизированы.

6. У зальбандов тело жилы составлено плагиоклазовым зернистым пегматитом с биотитом и мелким мусковитом

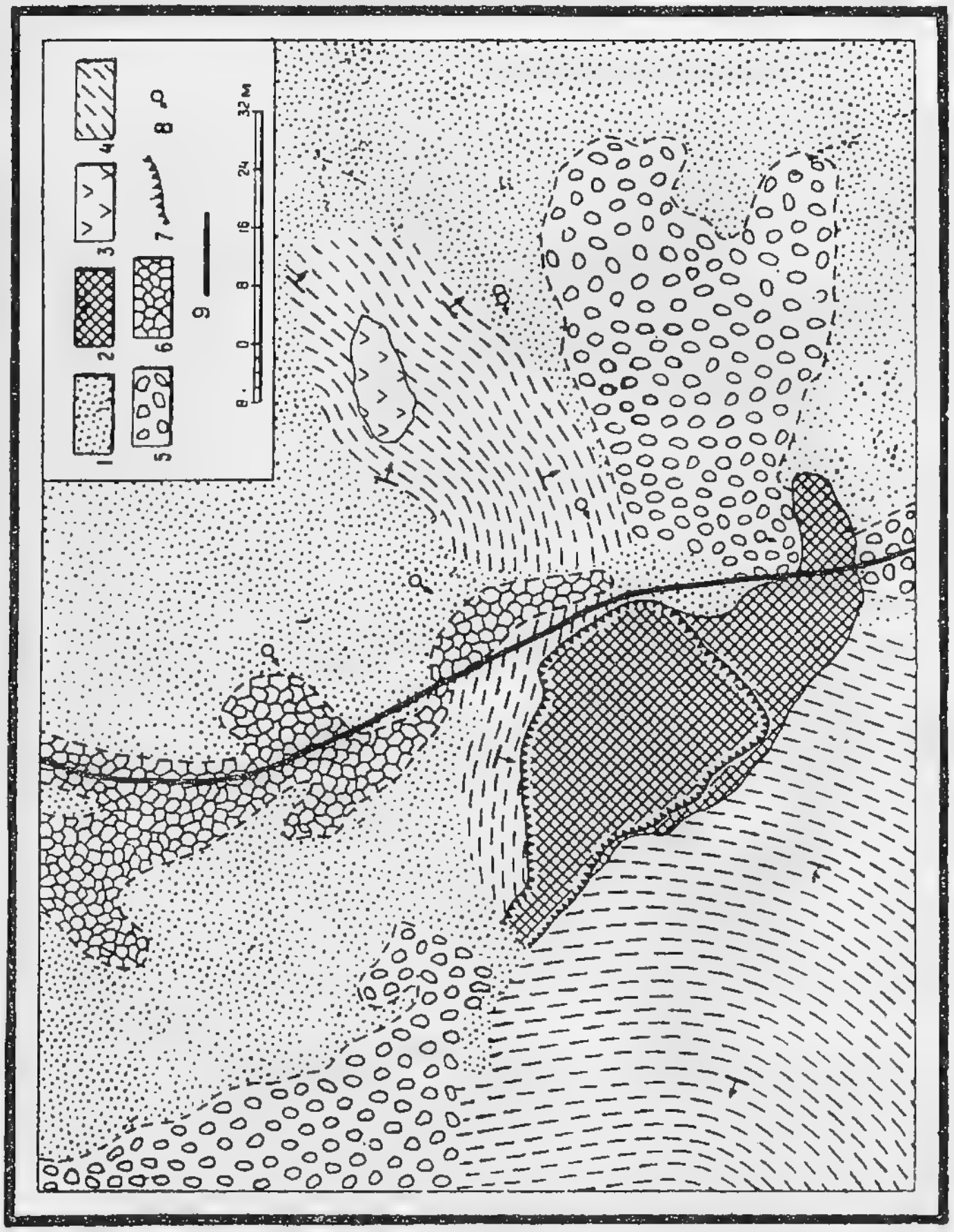

Рис. 26. Схематический план пегматитового месторождения 8 „Марта."
1 — четвертичные отложения; *2* — пегматит; *3* — амфиболит; *4* — гнейс амфиболовый и биотитовый; *5* — отвалы; *6* — штабеля товара; *7* — граница выработки; *8* — скважины; *9* — маршрут экскурсии.

(параллельное срастание); в 30—40 *см* от зальбанда следуют зоны смешанного пегматита и чисто микроклинового пегматита; в них обильное выделение крупных пачек обоих

слюд, приуроченных к кварцевым обособлениям, пегматиту и плагиоклазу. В центральной части жилы в раздуве тело резко дифференцировано на крупные блоки в десятки кубических метров белого микроклина (пертита) и кварца.

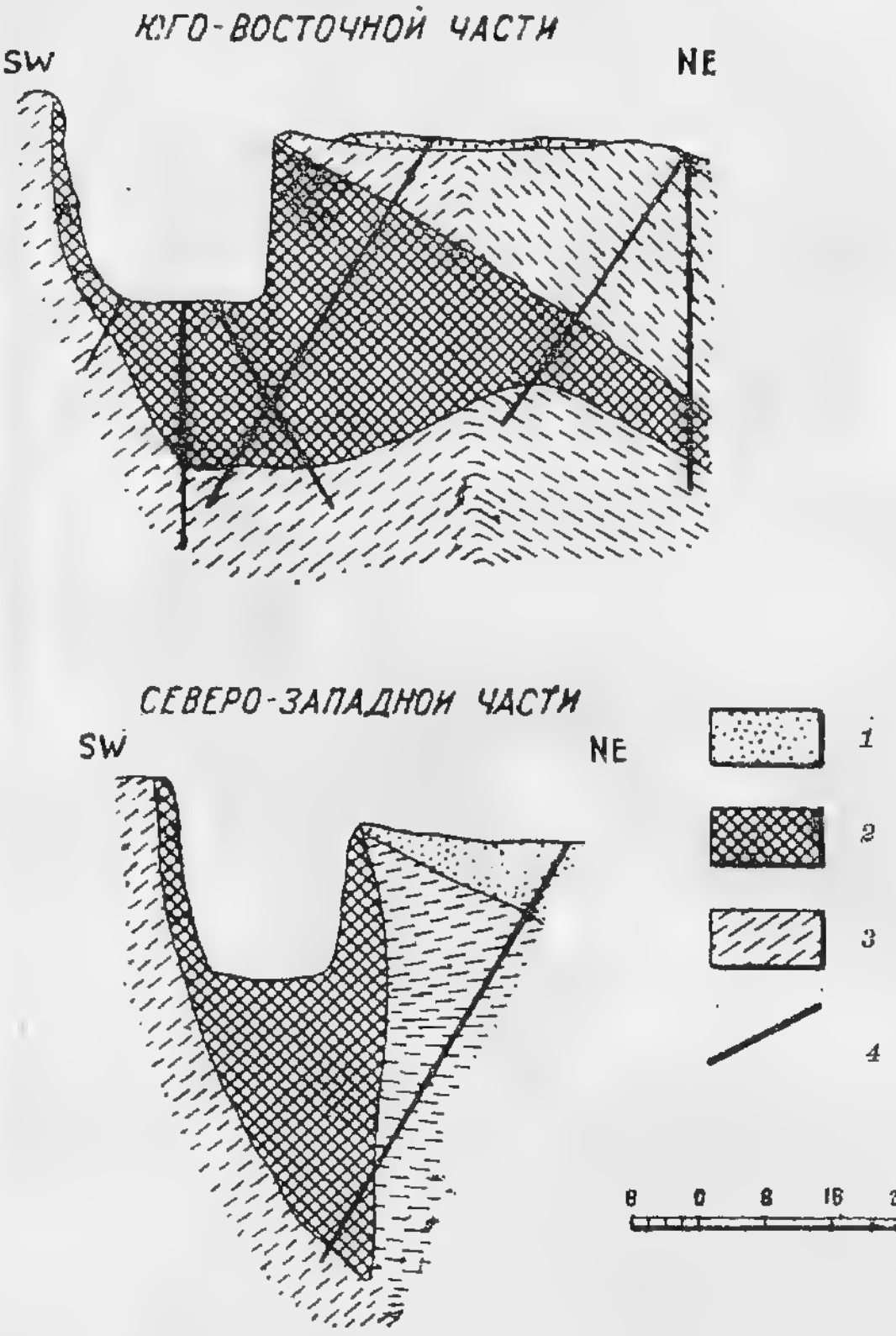

Рис. 27. Поперечные схематические разрезы жилы „8 марта".
1 — четвертичные отложения; *2* — жильное тело; *3* — гнейс; *4* — скважины.

Из других минералов присутствуют редкие: апатит, гранат, турмалин. В жиле отмечаются тектонические нарушения.

7. Месторождение по преимуществу полевошпатовое, где соотношение товарного калиевого шпата к кварцу = 10 : 1,

при подчиненном значении плагиоклаза. Жила дает некоторое количество фиолетового мусковита высокого качества с размером пластинок до 15—25 *см* в поперечнике; выход слюды не превышает 0,3%.

Жила „Кривое озеро"

8. Штокообразное секущее тело, залегающее в гранато-амфиболовых гнейсах, с невыясненными контурами, так как прикрыто очень мощными четвертичными наносами. Вскрыт только один зальбанд; жила выработана на глубину 52 *м* и по форме, повидимому, представляет трубчатое тело.

9. Жила сложена, по преимуществу, микроклином в виде гигантских блоков белого полевого шпата и микроклинового пегматита. Кварц розовый и серый также в гигантских обособлениях; подчиненную роль в составе играет плагиоклаз 18—28% An. Некоторая дифференцированность тела выражена в концентрации крупных блоков микроклина и кварца в осевой средней части и крупнокускового и графического пегматита в краевых участках выработки. Дно выработки слагалось огромным блоком кварца с блоками микроклина в нем.

Кроме того, встречены в жиле крупные трапецоэдрические кристаллы граната в плагиоклазе (сильно марганцового спессартина), турмалин в кварце, много мусковита (серебристого) в смешанном пегматите, хлорит, жильбертит, крупный биотит, редко уранинит, скаполит.

Явления гидротермальной минерализации и замещения связаны с жилками кварца в микроклине и в плагиоклазе, с жилками игольчатого турмалина и позднейшего граната в кварце.

10. Соотношение товарных компонентов микроклина к кварцу = 11 : 1 и указывает на тип микроклиновых пегматитов с мусковитом. Месторождение дало больше 16 000 *т* микроклина и больше 250 *т* мусковита.

Ответств. редактор *А. А. Полканов* Техн. редактор *Р. Аронс*

Сдано в набор 16/IV 1937 Подписана к печати 26/V 1937 г.
Формат 82×110¹/₃₂ Бум. листов 4¹/₈ Тип. зн. в 1 бум. л. 161 040
Ленгорлит № 2959 Тираж 2000 экз. Уч.авт. л. 7,59 (5 вкл.) Зак. № 1897.

2-я тип. ОНТИ им. Евг. Соколовой. Ленинград, пр. Кр. Командиров, 29.

Замеченная опечатка

Стр.	Строка	Непечатано	Следует читать
44	4 снизу	штока	потока

Зак. 1897.

Ответств. редактор *А. А. Полканов* Техн. редактор *Р. Аронс*

Сдано в набор 16/IV 1937 Подписана к печати 26/V 1937 г.
Формат 82×110¹/₃₂ Бум. листов 4¹/₈ Тип. зн. в 1 бум. л. 161 040
Ленгорлит № 2959 Тираж 2000 экз. Уч.авт. л. 7,59 (5 вкл.) Зак. № 1897.

2-я тип. ОНТИ им. Евг. Соколовой. Ленинград, пр. Кр. Командиров, 29.

1986